東京大學
地震研究所彙報
第24號　第1～4册
昭和21年1～12月

目次

論文及報告

頁
1. 地磁氣變化に伴う大地中の電磁感應(英文)……力武常次　1
2. 直方體の顚倒に關する一考察(邦文)……池上良平・岸上冬彦　11
3. 東南海地震に就いて特に震害と餘震の分布(邦文)……水上武・内堀貞雄　19
4. 昭和19年12月7日東南海大地震に伴つた津波(邦文)……表俊一郎　31
5. 深溝斷層(昭和20年1月13日三河地震の際現れた一地震斷層)(邦文)……津屋弘逵　59
6. 昭和20年1月13日三河地震餘震觀測(序報)(邦文)……表俊一郎　77
7. 東南海地震及び三河地震による地盤危險率の比較(邦文)……表俊一郎　87
8. 東海道地震の震害分布(その一)(邦文)……宮村攝三　99
9. 地震による木造家屋の被害度(邦文)……宮部直巳　135
10. 昭和21年3月の櫻島噴火(邦文)……萩原尊禮・表俊一郎・村内必典・明石和彦・山田重平　143
11. 櫻島新噴出熔岩流について(邦文)……永田武・佐久間修三・福島直　161
12. 最近の櫻島火山の活動に就いて(I)地震脈動と傾斜變化(邦文)……水上武・岩間和夫　171
13. 最近の櫻島火山の活動に就て(II)新熔岩流の帶磁と傾斜變化(邦文)……水上武・佐久間修三　179
14. 櫻島噴火に伴ふ短週期火山微動(邦文)……永田武・淺田敏・鈴木次郎　185
15. 櫻島噴火に伴う音響微動觀測結果(邦文)……金井清・田中貞二　193
16. 櫻島噴火に伴ふ鳴動及び噴煙(邦文)……永田武・川野實・大森辰藏　201
17. 櫻島に於ける地球磁氣觀測結果及び新熔岩の磁氣的性質(邦文)……原田美道・畠山勉・大森辰藏　207
18. 櫻島に於ける地電流の觀測(邦文)……力武常次・村岡一男　217
19. 櫻島火山の噴煙雲による尖端放電電流(邦文)……永田武・平尾邦雄・福島圓・高橋忠　221
20. 地質學的岩石學的に見た昭和21年の櫻島の活動その一地質學的觀察(邦文)……森本良平　229
21. 有珠火山の地殼變動に就て(邦文)……增田秀夫　239

所報

本彙報ハ年4回（但シ第1號ヨリ第6號マデハ不定期ニ，第7號ハ3冊トシテ發行セリ），彙報別冊ハ不定期ニ發行ス.

本彙報掲載ノ論文及ビ報告ノ內容ニ關シテハ著者ノミニ其責任アルモノトス.

本彙報ニ關スル照會通信ハ東京大學地震研究所長ヘ宛テラレタシ.

The Bulletin is published quarterly. (Vols. I-VI were published at irregular intervals and Vol. VII consisted of three parts.)

Supplementary Volume is published at irregular interval.

The authors of the papers alone are responsible for the statements and opinions contained in their respective papers.

All communications relating to this Bulletin should be addressed to the Direcor of the Earthquake Research Institute, Tokyo University.

1. *Notes on the Electromagnetic Induction within the Earth.*

By Tsuneji RIKITAKE,
Earthquake Research Institute.

(Read Feb. 19 and June 18, 1946.—Received June 30, 1946.)

1. Introduction

It is well known that the changes in earth current closely correlate with those of the earth's magnetic field. Many geophysicists hitherto endeavoured to explain this fact. Nowadays, it is established that the greatest part of the earth current is the induced electricity within the earth by the variation of the geomagnetic force of external origin.

Chapman and Whitehead[1] investigated the electromagnetic induction by the diurnal variation of the external magnetic field. They considered a model of the earth containing a uniformly conducting core surrounded by a non-conducting layer. According to them, the diurnal variation of earth current at Ebro[2], Spain, derived from the magnetic potential function, agreed roughly with the observation, while the amplitude was several times smaller.

Ertel[3], considering the heterogeneity of the electrical conductivity, extended Chapman-Whitehead's theory. The same problem in the anisotropic earth were studied by Hirayama[4] as a two-dimensional problem.

In this paper, a method to discuss the relation between the variation of geomagnetism and of earth current is described. To avoid troublesome mathematics, the writer simply treats the earth as semi-infinite media. (This assumption will be reasonable when the discussion is limited to a narrow region.)

We can obtain the intensity of magnetic or electric field as the solution of Maxwell's equation in quasi-stationary state. Taking into consideration the initial condition and the boundary condition at the surface of the earth where the magnetic field or earth current are observed, we can get the variation of the magnetic field from the observed variation of earth current or *vice versa.*

By this method, the writer discussed the diurnal variation of earth current at Ebro as Chapman and Whitehead did.

1) S. Chapman and T. T. Whitehead, *Trans. Cambr. Phil. Soc.*, 22 (1922), 463.
2) S. Chapman and T. T. Whitehead, *Terr. Mag.*, 28 (1923), 125.
3) H. Ertel, *Veroeff. d. Preusz. Met. Inst.*, Nr. 391 (1932).
4) M. Hirayama, *Jour. Met. Soc. Japan*, 13 (1935), 456.

At first, assuming that the electrical conductivity of the earth is isotropic, the diurnal variation of earth current is calculated from the observed diurnal variation of geomagnetic field. Then, comparing the observed value to the calculated ones, the electrical conductivity of the earth is determined.

The writer further treats the same problem in the anisotropic earth. Analysing the data of earth current, in this case, the variation of geomagnetic field is calculated.

In order to avoid the accidental irregularity of the observation, the hourly values of the diurnal variation averaged through the international calm days of the year 1927 are used.

The variations ars shown in Fig. 1.

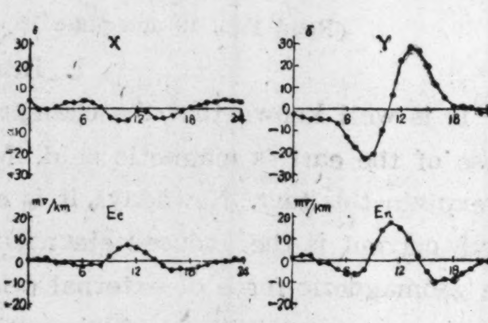


Fig. 1

Diurnal variation of the earth's magnetic field and earth current at Ebro. 1927.

2. Electromagnetic induction within semi-infinite, isotropic earth.

Electric and magnetic quantities in earth are connected by Maxwell's equations

$$\text{rot}\,\vec{H}=4\pi\,\vec{i}\,, \tag{1}$$

$$\text{rot}\,\vec{E}=-\frac{\partial\vec{B}}{\partial t} \tag{2}$$

for the phenomena are quasi-stationary, where $\vec{H}$, $\vec{B}$, $\vec{E}$ and $\vec{i}$ denote magnetic field, magnetic induction, electric field and electric current-density respectively. Between these quantities we have the next relations,

$$\vec{i}=\sigma\vec{E}\,, \tag{3}$$

$$\vec{B}=\mu\vec{H}\,, \tag{4}$$

and besides

$$\text{div}\,\vec{B}=0 \tag{5}$$

where σ and μ are specific electrical conductivity and magnetic permeability of earth respectively. In this section, it is assumed that the earth is isotropic and homogeneous, so these quantities are both scalar and constant everywhere.

Eliminating $\vec{E}$ from these equations, we have

$$\frac{\partial\vec{H}}{\partial t}=\kappa^2\nabla^2\vec{H} \tag{6}$$

where

$$\kappa^2=1/4\pi\sigma\mu. \tag{7}$$

In our problem, as the constant part of the earth's magnetic field does not contribute to the variation of electric field in the earth, so we can take the next relation as the initial condition without loss of generality,

$$\text{at } t=0, \quad \vec{H}=0 \tag{8}$$

and the boundary condition is

$$\text{at the surface } (z=0), \ \vec{H}=\vec{H}_0(t) \tag{9}$$

while the axes x, y and z are taken to be north-, east-, and downwards respectively.

Then the problem becomes equivalent to the typical one in one-dimensional heat conduction in a semi-infinite solid whose solution can be expressed in the well-known form

$$\vec{H}=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{\frac{z}{2\kappa\sqrt{t}}}^{\infty} e^{-\beta^2}\vec{H}_0\left(t-\frac{z^2}{4\kappa^2\beta^2}\right)d\beta$$ [5].

When the magnetic field at the surface can be expressed by such a series of harmonic functions as

$$\vec{H}_0=\sum_{s=1}^{n-1}\vec{a}_s \sin spt, \tag{11}$$

the magnetic field in the earth becomes

$$\vec{H}=\sum_{s=1}^{n-1}\vec{a}_s e^{-\frac{z}{\kappa}\sqrt{\frac{sp}{2}}}\sin\left(spt-\frac{z}{\kappa}\sqrt{\frac{sp}{2}}\right)-\frac{2}{\sqrt{\pi}}\sum_{s=1}^{n-1}\vec{a}_s\int_0^{\frac{z}{2\kappa\sqrt{t}}} e^{-\beta^2}\sin\left(spt-\frac{spz^2}{4\kappa^2\beta^2}\right)d\beta. \tag{12}$$

Then, considering the equation (2), we can get the intensity of the electric field from the above equation. If we assume that $\vec{H}$ does not depend both on x and y, the vertical component of the electric field vanishes everywhere, while the north and east components at the surface become

$$\left.\begin{aligned} E_{0x}&=\sqrt{\frac{\mu p}{4\pi\sigma}}\sum_{s=1}^{n-1}\sqrt{s}\,a_{sy}\sin\left(spt+\frac{\pi}{4}\right),\\ E_{0y}&=\sqrt{\frac{\mu p}{4\pi\sigma}}\sum_{s=1}^{n-1}\sqrt{s}\,a_{sx}\sin\left(spt+\frac{\pi}{4}\right). \end{aligned}\right\} \tag{13}$$

When the hourly values of the diurnal variation of the north and east

5) For example, H. S. Carslaw, *Introduction to the mathematical theory of heat in solids*. 2 nd edition, (1921), p. 47.

components of the earth's magnetic field are given, we can obtain the numerical values of the coefficients $a_{1x}, \cdots, a_{1y} \cdots$ by means of harmonic analysis. Then, combining these values, we can calculate the series of the right-hand side of (13) and so, considering the hourly values of the earth potential, the most probable values of $\sqrt{\frac{\mu p}{4\pi\sigma}}$ will be determined by means of least squares. Since $p=\frac{\pi}{24\times 60\times 60}$ and practically $\mu=1$, then, we can determine the most probable values of σ.

In this article, as it is assumed that the earth is electrically isotropic, specific values of the electrical conductivity can be determined independently from either combinations of the east component of geomagnetic force and the north component of earth current or the ones of north component of geomagnetic force and the east component of earth current, denoting the former σ_x and the latter σ_y respectively.

At Ebro, the amplitude of the east component is about three times larger than he north component in geomagnetic diurnal variation and *vice versa* in earth current. The determined value σ_y, therefore, will be more reliable than σ_x for the disturbance in earth current, which will be caused by some other origins such as contact electromotive forces at the surfaces of the electrodes, will affect equally to the diurnal variation of earth current. In 1927, the determined value of σ_y and σ_x, expressed in terms of 10^{-6} ohm^{-1} cm^{-1}, is 4.7 ± 0.9 and 3.3 ± 1.8, where the probable errors are comparatively large because the errors in $\sqrt{\frac{\mu p}{4\pi\sigma}}$ become twice in σ.

In the next place, we can obtain the diurnal variation of earth current using the above calculated values of the electrical conductivity of the earth, as shown in Fig. 2. The calculated figures roughly agree with the observation.

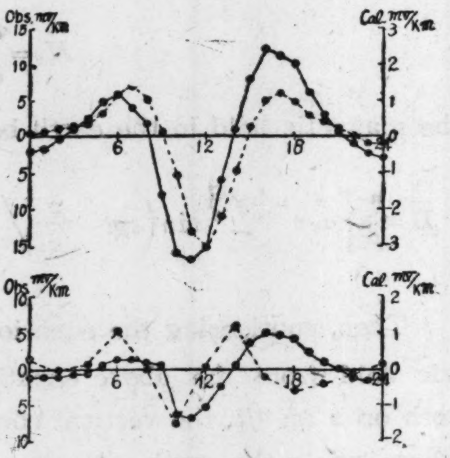


Fig. 2

Upper Figures—Diurnal Variation of the N Gradient of Earth Potential, 1927.
Lower Figures—Diurnal Variation of the E Gradient of Earth Potential, 1927.
(Full and broken lines corespond respectively to the observation and the calculation).

About twenty years ago, Chapman and Whitehead[6] computed theoretically the diurnal variation of earth current at Ebro. They determined several coefficients of

6) Chapman and Whitehead, *loc. cit*.

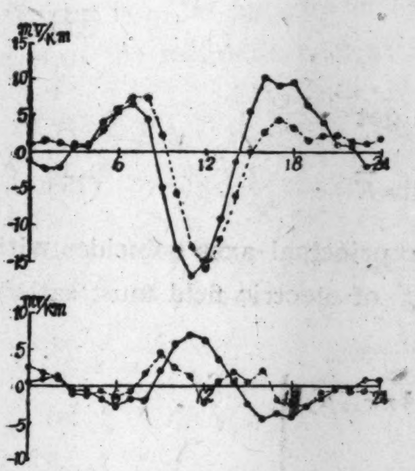


Fig. 3
Upper Figures—Diurnal Variation of the N Gradient of Earth Potential.
Lower Figures—Diurnal Variation of the W Gradient of Earth Potential.
(Full and broken lines correspond respectively to the observation and the calculation)
(After Chapman and Whitehead)

spherical harmonic expansion of geomagnetic potential by analysing the geomagnetic data (averaged diurnal variaion from 1914 to 1918) observed at several stations distributed all over the world, and then computed the diurnal variation of earth current on the stand-point of electromagnetic induction theory. The diurnal variations obtained by their investiations are shown in Fig. 3. The figures well resemble with those in Fig. 2. As the annual means of geomagnetic forces do not extraordinarily differ every year, it is reasonable that we obtain similar conclusions with their invetsigation, when the earth can be treated as semi-infinite media. In Fig. 2, there are somewhat systematic differences between the observed figures and the computed ones as well as in Fig. 3.

If we eliminate $\vec{H}$ in Maxwell's equation, the process of the above mentioned theory will be also available for the discussion of the variation of the magnetic field from the observed variation of earth current.

3. Electromagnetic induction within semi-infinite, anisotropic earth.

It has been often reported[7)8)9)] that the variation of earth current does not occur in the direction perpendicular to that of the earth's magnetic field. Consequently, there must exist apparent anisotropy of the electrical conductivity of earth. This anisotropy is observed even by direct measurements[10)11)].

Now we shall extend the electromagnetic induction theory to the anisotropic earth.

In this case, Ohm's law becomes

---

7) H. Hatakeyama, *Geophys. Mag.*, 12 (1938), 1891.
8) T. Nagata, *Proc. Imp. Acad. Tokyo*, 20 (1944), 81.
9) T. Nagata, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 22 (1944), 72.
10) T. Nagata, Read at the Nov. Meeting of the Earthq. Res. Inst., (1945).
11) K. Hirao, Read at the Mar. Meeting of the Earthq. Res. Inst., (1946).

$$\vec{i} = (\sigma)\vec{E} \tag{14}$$

where ( ) means tensor.

Eliminating $\vec{H}$ from Maxwell's equation, we get

$$4\pi(\sigma)\mu\frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = \nabla^2\vec{E} - \text{grad div}\,\vec{E} \tag{15}$$

If we assume tnat one of the directions of the principal axes coincides with the vertical line to the surface, each component of electric field must satisfy the next equations

$$\left.\begin{aligned} &\frac{\partial E_x}{\partial t} = \kappa_x^2\frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} \qquad (\kappa_x^2 = 1/4\pi\sigma_{xx}\mu) \\ &\frac{\partial E_y}{\partial t} = \kappa_y^2\frac{\partial^2 E_y}{\partial z^2} \qquad (\kappa_y^2 = 1/4\pi\sigma_{yy}\mu) \\ &\frac{\partial E_z}{\partial t} = 0 \end{aligned}\right\} \tag{16}$$

where x, y and z are the directions of the principal axes.

The initial and boundary conditions are

$$\left.\begin{aligned} &\text{at } t=0 && \vec{E}=0\ , \\ &\text{at the surface} && \vec{E}=\vec{E}_0(t) \end{aligned}\right\} \tag{17}$$

as well as in the former article.

When the electric field at the surface can be expressed by a series of harmonic functions auch as

$$\vec{E}_0 = \sum_{s=1}^{n-1}\vec{A}_s \sin spt\,, \tag{18}$$

the electric field in the earth becomes

$$\left.\begin{aligned} E_x &= \sum_{s=1}^{n-1}A_{xs}\,e^{-\frac{z}{\kappa_x}\sqrt{\frac{sp}{2}}}\sin\left(spt - \frac{z}{\kappa_x}\sqrt{\frac{sp}{2}}\right) - \frac{2}{\sqrt{\pi}}\sum_{s=1}^{n-1}A_{xs}\int_0^{\frac{z}{2\kappa_x\sqrt{t}}} e^{-\beta^2}\sin\left(spt - \frac{spz^2}{4\kappa_x^2\beta^2}\right)d\beta\,, \\ E_y &= \sum_{s=1}^{n-1}A_{ys}\,e^{-\frac{z}{\kappa_y}\sqrt{\frac{sp}{2}}}\sin\left(spt - \frac{z}{\kappa_y}\sqrt{\frac{sp}{2}}\right) - \frac{2}{\sqrt{\pi}}\sum_{s=1}^{n-1}A_{ys}\int_0^{\frac{z}{2\kappa_y\sqrt{t}}} e^{-\beta^2}\sin\left(spt - \frac{spz^2}{4\kappa_y^2\beta^2}\right)d\beta\,. \end{aligned}\right\} \tag{19}$$

Substituting these relations into $\text{rot}\,\vec{E} = -\partial\vec{B}/\partial t$ and integrating with respect to time, we get the magnetic field. At the surface, the obtained magnetic field is written as follows;

$$\left.\begin{aligned} H_{0x} &= \frac{1}{\mu\kappa_y}\sum_{s=1}^{n-1}\frac{A_{ys}}{\sqrt{sp}}\cos\left(spt + \frac{\pi}{4}\right), \\ H_{0y} &= -\frac{1}{\mu\kappa_x}\sum_{s=1}^{n-1}\frac{A_{xs}}{\sqrt{sp}}\cos\left(spt + \frac{\pi}{4}\right). \end{aligned}\right\} \tag{20}$$

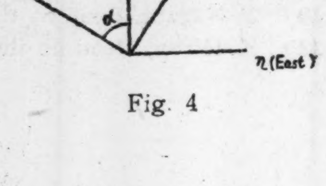


Fig. 4

W en the angle between x- and ξ- (north)

direction is α, as appears in Fig. 4, we can write the north and east components of the magnetic field at the surface in the next expressions;

$$\left.\begin{aligned} H_{0\xi} &= \frac{1}{\mu}\left(\frac{1}{\kappa_y}-\frac{1}{\kappa_x}\right)\frac{\sin 2\alpha}{2}\sum_{s=1}^{n-1}\frac{A_{\xi s}}{\sqrt{sp}}\cos\left(spt+\frac{\pi}{4}\right) \\ &\quad +\left\{\frac{1}{2}\left(\frac{1}{\kappa_y}+\frac{1}{\kappa_x}\right)+\frac{\cos 2\alpha}{2}\left(\frac{1}{\kappa_y}-\frac{1}{\kappa_x}\right)\right\}\sum_{s=1}^{n-1}\frac{A_{\eta s}}{\sqrt{sp}}\cos\left(spt+\frac{\pi}{4}\right), \\ H_{0\eta} &= -\frac{1}{\mu}\left\{\frac{1}{2}\left(\frac{1}{\kappa_y}+\frac{1}{\kappa_x}\right)-\frac{\cos 2\alpha}{2}\left(\frac{1}{\kappa_y}-\frac{1}{\kappa_x}\right)\right\}\sum_{s=1}^{n-1}\frac{A_{\xi s}}{\sqrt{sp}}\cos\left(spt+\frac{\pi}{4}\right) \\ &\quad -\frac{1}{\mu}\left(\frac{1}{\kappa_y}-\frac{1}{\kappa_x}\right)\frac{\sin 2\alpha}{2}\sum_{s=1}^{n-1}\frac{A_{\eta s}}{\sqrt{sp}}\cos\left(spt+\frac{\pi}{4}\right). \end{aligned}\right\} \tag{21}$$

where

$$\sum_{s=1}^{n-1}A_{\xi s}\sin spt=E_{0\xi}, \quad \sum_{s=1}^{n-1}A_{\eta s}\sin spt=E_{0\eta}. \tag{22}$$

Then, in the same manner with those of the isotropic case, we can determine α, κ_x and κ_y or consequently σ_{xx} and σ_{yy}.

As a result of the actual determination, we get from the data of 1927

direction of minimum σ	N 18° W
σ_{min}	0.32×10^{-6} ohm^{-1} cm^{-1},
σ_{max}	2.0×10^{-6} ohm^{-1} cm^{-1},
$\sigma_{min}/\sigma_{max}$	0.16.

Using these values, the diurnal variation of the earth's magnetic field expected from the theory is shown in Fig. 5. The observation agrees roughly with the calculation.

In the present case, the procedure of the determination of the electrical conductivity is much more complicated than in the isotropic case. For this reason, the obtained values will be less reliable. In both cases, the determined values of the electrical conductivity agree in its order.

As appear in Fig. 6, the direction of variation of earth current is nearly N 20° W, while that of magnetic field is E-W. When the earth is isotropic, the induced currents flow to the direction perpendicular to the geomagnetic variation. Therefore, the present deviation of the direction of earth current

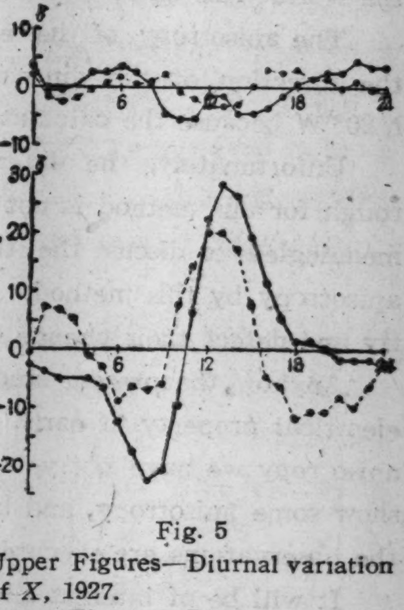


Fig. 5
Upper Figures—Diurnal variation of X, 1927.
Lower Figures—Diurnal variation of Y, 1927.
(Full and broken lines correspond respectively to the observation and the calculation)

will be due to such anisotropy of the electrical conductivity as the direction of minimum σ=N 18° W as was given by the th ory mentioned above. It is reasonable that the earth potential predomi ates in the direction of h gh resistance. The etermination will become more accurate if we use magnetic variations (such as "bay-ty e" disturbances) whose directions woud be nearly parallel to that of minimum σ.

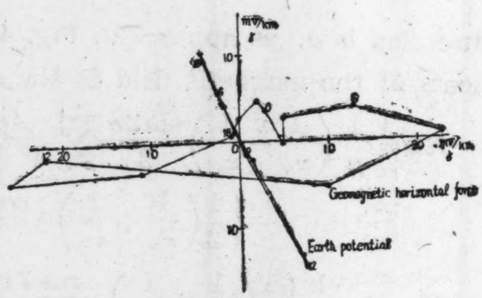


Fig. 6
Vector diagram of diurnal variation of the geomagnetic horizontal force and the earth current.

4. Conclusion.

A practical method to discuss the relation between the variation of the earth's magnetic field and that of earth current was described in this paper both in isotropic and anisotropic earth.

Although the writer assumes that the earth is semi-infinite media, the earth current calculated from the observed variation of geomagnetic field agree fairly well with the one derived from the spherical harmonic analysis of the magnetic potential investigated by Chapman and Whitehead who used the world-wide data.

The anisotropy of the electrical conductivity agrees with the fact that the direction of the diu nal variation of earth current at Ebro is nearly N 20° W because the calculated direction of minimum σ is N 18° W.

Unfortunately, the determination of the electric l cond ctivity is rather rough for our method is not a direct measurement. For this reason, it seems meaningless to discuss the time-change of the electrical conductivity and its anisotropy by this method. It is desirable to measure these quantities di ectly and detect their change during a comparatively long period.

Anyho , the present study shows that there exist some anisotropy in the electrical property of earth as was often reported. About the cause of this aniso ropy we have not yet precise knowledge. In strained state earth may show some anisotropy, and besides certain he erogenity near the point where the observations are executed may also be a probable cause of the anisotropy.

It will be of interest and importance to investigate the relati n between the anisotropy and the mechanical structure of the earth's crust.

The writer wishes to express his sincere thanks to Prof. F. Kishinouye for his advices in the course of this study.

1. 地磁氣變化に伴う大地中の電磁感應

地震研究所　力　武　常　次

地電流の大部分が地球外部に原因を有する地球磁場の變化に伴つて誘導されるものであることは多くの地球物理學者に依つて確められている．

本報文に於ては地表に於て觀測された地磁氣若は地電位差變化の値から，地電位差若は地磁氣の變化を理論的に求める一方法を提出し，實測と計算との比較から土地の電氣傳導度を求め得ることを示した．

はじめに大地は電氣的に等方であるとして取扱つた．この場合は互に直角な地磁氣及び地電位差の變化を比較することにより，土地の電氣傳導度を求めることが出來る．例として Spain の Ebro の日變化の一年間の平均に就て實際に此の方法を適用してみたが，地磁氣變化より求めた地電位差變化は，Cahpman と Whitehead が地磁氣ポテンシャルの球函數展開から求めたものと形に於て非常によく一致した．

次に最近問題になつている土地の異方性を考慮にいれた場合を取扱つた．この場合は Maxwell の方程式を解く時の便宜上，地電位差の變化をもととして如何なる地磁氣の變化が期待されるかを調べた．上述の Ebro の日變化を例として解析を行つた結果は，電氣傳導度最小の方向は N18°W 又最大値と最小値の比は 0.2 程度となつた．このことは Ebro の地電流の變化が殆ど N20°W の方向に限られてゐることをよく說明するものと云えよう．この場合地磁氣の變化は水平ヴェクトル圖に於て略ゝ東西であるから，異方性を求める上にはあまり適していない．例えば地電位差變化の方向とほゞ平行に近いような地磁氣の變化を用いて求めたならば，更に精度よく異方性を求めることが出來よう．

いずれにしても此方法は間接的であつて種々の誤差を含み易いし，精度も不充分であるから，土地の電氣的性質の時間的變化を調べるには不適であつて，直接測定を實施することが望ましい．

Eb o の例に見る如く，土地の電氣的性質は少くとも見掛け上異方性を有する．この異方性を生ずる原因また他の地球物理學的現象特に地殼の力學的性質との關係を調べることは，極めて興味あることゝ考えられ，今後の研究に期待する處大である．

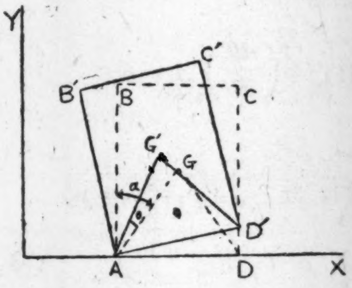
2. 直方體の顚倒に關する一考察

地震研究所 { 池上良平
岸上冬彦

（昭和21年6月18日發表——昭和21年6月30日受理）

地震に伴ふ墓石，石碑等の顚倒又は廻轉の現象に關する研究は早くから多くの人々の注目する處となり，古くは大森博士[1]の研究を初め其の他幾多の人々により取扱はれてゐる。最近に於ては實驗的研究より出發して，理論的に迄可成り突込んで研究したものに木村飯田兩氏[2]による「角柱の踊りについて」の報告がある。

今回の著者等の行つた事項は木村，飯田兩氏の研究を基礎として更に實際的に近いものにするため最も普通と思はれる大さの墓石の場合に就て激震地に於ける地震動の性質（殊に上下動を含めた場合）に就て考察して見ることにした。



第 1 圖

I. 簡單のために二次元內に於ける問題として直方體は水平面上に直立してゐて且つ面と物體との間には摩擦が完全に働いてゐて横滑りが全くない場合を考へる。地動の上下變位を U，水平變位を D とすれは運動方程式は次の如くなる

$$(a^2+k^2)\frac{d^2\theta}{dt^2}=-ag\sin(\alpha-\theta)-a\sin(\alpha-\theta)\frac{d^2U}{dt^2}+a\cos(\alpha-\theta)\frac{d^2D}{dt^2} \quad (1)$$

上下，水平變位を次の如き正弦運動として假定することにする。

$$\left.\begin{aligned}D&=\varepsilon_1\sin p_1(t+\delta t)\\U&=\varepsilon_2\sin p_2(t+\delta t)\end{aligned}\right\}$$

然かるどきは運動方程式は次の如く書き換へることが出來る。

$$\frac{d^2\theta}{dt^2}=\frac{1}{a^2+k^2}\left\{\varepsilon_2 p_2{}^2\sin p_4(t+\delta t)-g\right\}\sin(\alpha-\theta)$$

$$+\frac{a\varepsilon_1 p_1{}^2}{a^2+k^2}\cos(\alpha-\theta)\sin p_2(t+\delta t)$$

（1） 大森房吉 震災予防調査會報告 32（1900），19～33.

（2） 木村隼 飯田汲事 地震 6（1934），125～149，165～212.

ここに k は重心の周りの廻轉半徑，a は AG，α は $\angle$GAB，θ は時刻 t なる時の傾きの角を示す。（第1圖）

この運動方程式は一般解を求めることは困難であるから以下數値積分 (mechanical integration)に依つて勘定することにする。卽ちこれに便利な形に書き改めると次の如くなる。

$t=0$ に於て $\theta=0$, $\dfrac{d\theta}{dt}=0$ なる初期條件を與へ且つ簡單にする爲に $p_1=p_2$ とする。

$$\left.\begin{aligned}
\frac{d\theta}{dt}&=\frac{-ag}{a^2+k^2}\sin(\alpha-\theta)\,\Delta t+\frac{a\varepsilon_1 p}{a^2+k^2}\cos(\alpha-\theta)[\cos p(t_0+\delta t)\\
&-\cos p(t_0+\delta t+\Delta t)]+\frac{a\varepsilon_2 p}{a^2+k^2}\sin(\alpha-\theta)[\cos p(t_0+\delta t)\\
&-\cos p(t_0+\delta t+\Delta t)]+\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_0\\
\theta&=-\frac{ag}{2(a^2+k^2)}\sin(\alpha-\theta)\cdot(\Delta t)^2+\frac{a\varepsilon_1}{a^2+k^2}\cos(\alpha-\theta)[p\cos p(t_0+\delta t)\cdot\Delta t\\
&+\sin p(t_0+\delta t)-\sin p(t_0+\delta_0+\Delta t)]+\frac{a\varepsilon_2}{a^2+k^2}\sin(\alpha-\theta)\\
&\times[p\cos(t_0+\delta t)\cdot\Delta t+\sin p(t_0+\delta t)-\sin p(t_0+\delta_0+\Delta t)]+\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_0\Delta t+\theta_0
\end{aligned}\right\}(2).$$

但し $\left(\dfrac{d\theta}{dt}\right)_0$, θ_0 は積分常數を示す[3)]

尙同じ初期條件の下に（1）式より δt を求むれば次の如くなる。($p_1=p_2=p$)

$$\delta t=\frac{1}{p}\sin^{-1}\frac{g\tan\alpha}{p^2(\varepsilon_2\tan\alpha+\varepsilon_1)} \qquad (3)$$

ここに δt は地面と物體との動き出しの時間の遲れを示してゐる。

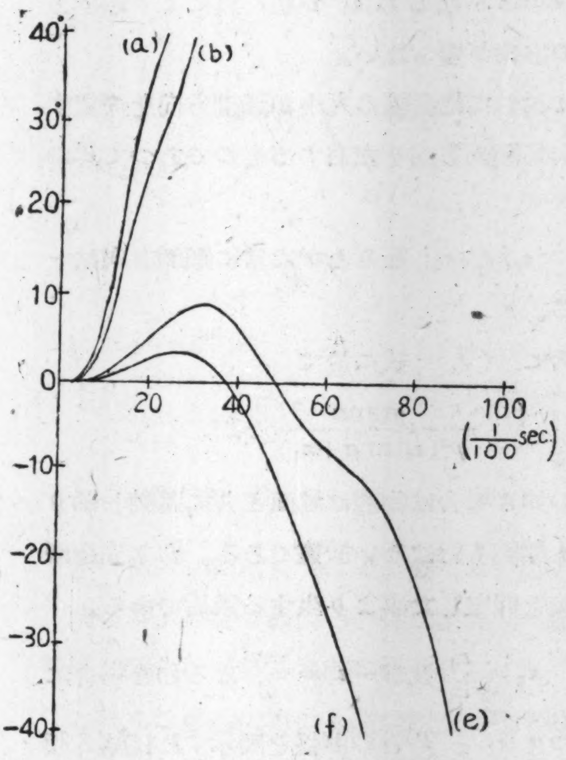
II. 今回の研究に於ては墓石（直方體）の大さとしては最も普通に見掛けるものとして幅 30 糎，高さ 90 糎とし，周期としては今迄の經驗によつて地震動に最も多く現はれるものとして 0.5 秒，0.2 秒，1.0 秒等を選んだ。

一方振幅は最大加速度が餘り大とならぬ事を考へに入れて適宜選び第Ⅰ表に示す如き9組の場合並びに特別な場合として上下動の方が水平動より大なる如き場合として第Ⅱ表に示す4組の場合につき勘定した。

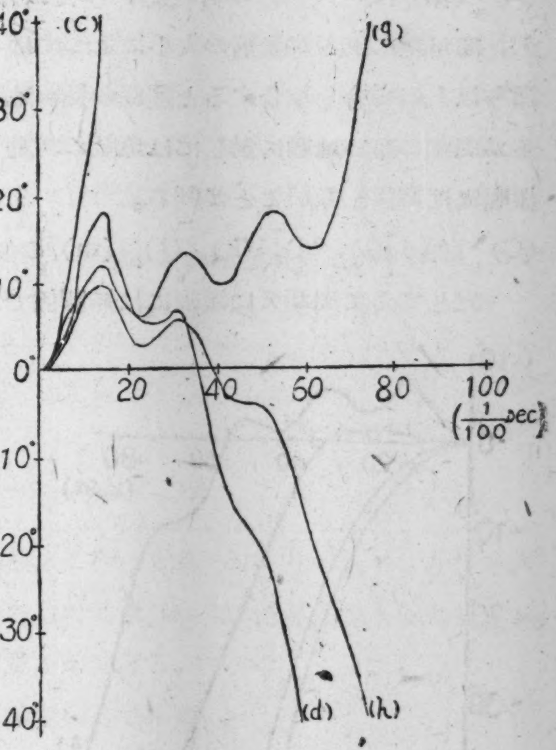
これ等の夫々の場合に對する顚倒又は踊りの狀態は第2圖乃至第4圖に示す如くである。

以下圖に依つて其の顚倒狀態を考察して見ることにする。

3) 前述木村，飯田兩氏の論文中上式に相當する式は誤植と思はれる間違ひが三四ヶ所ある事を附記する。



第　2　圖



第　3　圖

第　I　表

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)	(g)	(h)	(i)
周　期	0.5	0.5	0.2	0.2	0.5	0.5	0.2	0.2	1.0
ε_1	8.0	8.0	8.0	8.0	4.0	4.0	4.0	4.0	4.0
ε_2	3.2	−3.2	3.2	−3.2	−1.6	1.6	−1.6	1.6	1.6

第　II　表

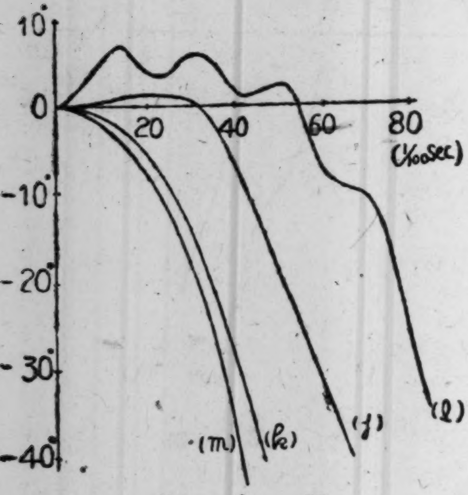
	(j)	(k)	(l)	(m)
周　期	0.5	0.5	0.2	0.2
ε_1	1.6	−1.6	1.6	−1.6
ε_2	4.0	4.0	4.0	4.0

(A)　(第2圖)　(a), (b), (e), (f) は共に $T=0.5$ なるも振幅が大なる (a), (b) と小なる (e), (f) とでは顚倒方向が逆になる。((i) は $T=1.0$ なるもこの部類に入る) この際の最大水平加速度は (a), (b) は約 1263 gal. (e), (f) は約 631 gal. である。

(B) (第3圖) (c), (d), (g), (h) は共に$T=0.2$ なるも ε_2 が正, 負により顚倒方向が逆になるが振幅の大小によつてはその方向が變らない。

即ち以上の場合を綜合すると週期の長い地動に對しては振幅の大小が顚倒方向を決定するが周期の短い地動に對しては地動の初動方向が顚倒方向を左右するものであつて其の振幅には關係しないことが判る。

(C) (第4圖) (j), (k), (l), (m) の如く $|\varepsilon_1|<|\varepsilon_2|$ なるときは常に顚倒方向は一定してゐて周期又は振幅には無關係である。



第　4　圖

次に (3) 式に於て

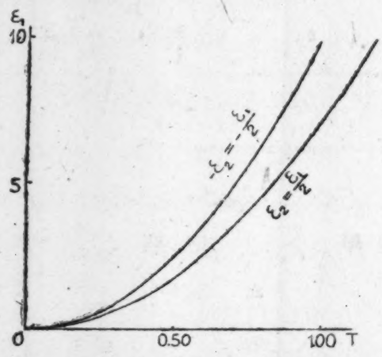
$$\frac{g\tan\alpha}{p^2(\varepsilon_2\tan\alpha+\varepsilon_1)}>1$$

の如き場合は物體は地面と共に運動し踊りも顚倒も行はない狀態である。即ち完全摩擦を假定した事より生ずる矛盾である。

$\varepsilon_2=\frac{\varepsilon_1}{2}$ 及び $-\varepsilon_2=\frac{-\varepsilon_1}{2}$ なる如き場合につき ε_1 と T との關係を圖示すれば第5圖の如くなる。即ち振幅が大となるに從ひ周期が長くなつても踊りも顚倒も行なはない狀態が存在する。

III. 昭和 14 年 (1939) 5月1日男鹿半島に生じた地震に關して當時其の被害狀況を調査した著者の一人及び其の他の人々に依る報告[4]中次の如き事實が指摘してある。

即ち墓石の高さを h, 底邊の長さを b, とすると男鹿半島掛戸村長根 (第6圖) に於ては例外なしに $\frac{b}{h}$ が小なるものと大なるものとでは顚倒方向が正反對になつてゐたと云ふ事實である。$\left(\frac{b}{h}=0.19\right.$ のものは N40°W, 0.43 のものは S40°E$\left.\right)$



第　5　圖

尙この地震に於ける震央位置として萩原博士[5]の決定したるものを用ひ圖示すると第6圖の如くなる。圖に依つて明らかなる如く墓石の顚倒方向が可成りよく震央の方向と一致してゐる。この事實は當時の報告[4]中にも觸れておいたのであるがレーリー波又はP波の如き地動に依

(4) 岸上冬彥　其の他　地震 11 (1939), 265～277.

(5) T. HAGIWARA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 18 (1940), 252.

第 6 圖

るのではないかと考へることは至當のやうに思はれる。

今回はこの事實を説明する一手段として周期，振幅を變化せしめて顚倒狀況を調べて見たのである。この場合に於て最大水平加速度を 300 gal. 附近におさへることとし，周期としては記象上に最も多く起りうるものとして0.5，$\frac{2\pi}{5}$，$\frac{4\pi}{5}$を用ひた。第Ⅲ表にこれを示す。

第 Ⅲ 表

	(1)	(2)	(3)
周　　期	0.5	$\frac{2\pi}{5}$	$\frac{4\pi}{5}$
$\varepsilon_1=\varepsilon_2$	2	12	48

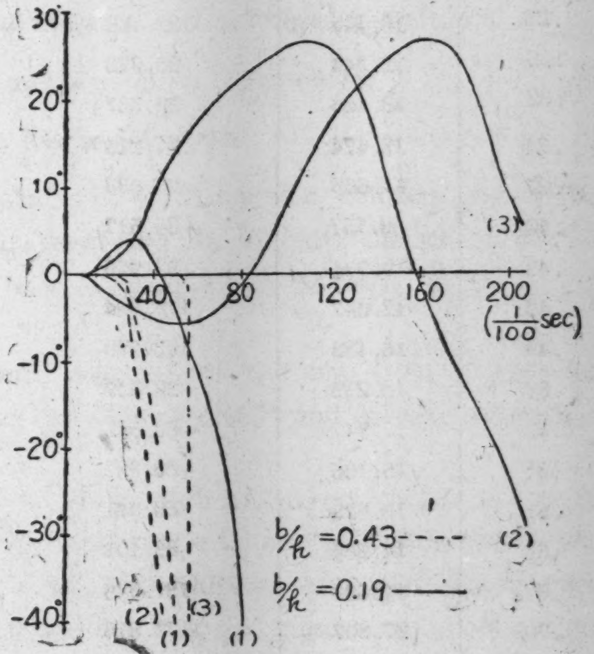
震央に近い處に於ては上下動も水平動と同程度に作用するものと考へ$\varepsilon_1=\varepsilon_2$とした。[5)]

尙（3）の場合振幅 48 粍は實際の地震動としては或ひは大に過ぎるかも知れないが振幅周期共に大なる地動の場合として考へて見たのである。

これらの地動に對する顚倒狀況は第7圖に示す如くである。

圖より明らかな如く$\frac{b}{h}$の大なるものは振幅，周期の如何に係らず常にその第一動で同一方向に倒れるのに反し，小なるものは振幅，周期の變化に伴ひ反對方向に大きく一回踊ることが判る。即ち後者に於ては振幅，周期が大となるに從ひ發震後1秒附近で約 27°，又は 28°位反對方向に踊る。この場合完全摩擦を考へてゐるためにこの如き一見不合理と思はれる結果が出るのであつて今横滑りを生ずるものとすれば，この點で踊りをせずにそのまゝその方向に倒れると考へることは甚だしくは不當だとは思はれない。

以上の事から推論して長根部落の墓石は當時周期1秒以上，振幅 12 粍以上の波（レーリー波の如き）に依つて顚倒したものであらうと考へ



第 7 圖

5) 3) を參照

第 IV 表

第3圖 (g) の附表

$T=0.2$

$\varepsilon_1=4.0$

$\varepsilon_2=1.6$　　$\partial t=0.0019$

$t+\partial t$ (sec)	θ_0 (degree)	$\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_0$ (degree/sec)
0.01	0.068	13.813
.03	1.029	30.443
.05	3.332	98.824
.07	5.772	138.903
.09	8.597	135.871
.11	10.923	91.413
.13	12.040	19.055
.14	12.417	−17.995
.16	11.397	−79.370
.18	9.481	−104.998
.20	7.261	−85.462
.22	6.171	−29.739
.24	6.478	36.868
.26	7.826	102.077
.28	10.143	122.125
.30	12.344	96.073
.32	13.456	32.337
.34	13.474	−31.245
.37	11.668	−76.033
.40	9.757	−36.517
.43	9.794	52.979
.46	12.647	119.804
.49	16.182	103.798
.52	18.213	22.317
.55	17.547	−63.592
.58	15.106	−83.927
.61	13.625	83.031
.64	14.264	83.101
.67	17.698	131.525
.70	27.807	172.516
.73	34.516	249.267
.76	42.743	170.256

第2圖 (e) の附表

$T=0.5$

$\varepsilon_1=4.0$

$\varepsilon_2=1.7$　　$\partial t=0.0358$

$t+\partial t$ (sec)	θ_0 (degree)	$\left(\frac{d\theta}{dt}\right)_0$ (degree/sec)
0.05	0.216	10.574
.09	0.895	23.538
1.25	10.934	35.515
.16	3.346	44.231
.20	5.165	44.962
.21	5.616	45.564
.22	6.071	45.531
2.35	6.741	43.599
.25	7.377	40.194
2.85	8.488	20.033
3.05	8.761	10.299
3.12	8.840	6.178
.35	8.537	−22.183
3.85	7.236	−48.059
4.35	4.166	−70.034
4.85	0.315	−71.553
5.35	−3.656	−67.081
5.85	−6.748	−50.589
.60	−7.484	−47.442
.62	−8.392	−43.263
.64	−9.236	−39.842
.66	−10.035	−38.040
.71	−12.287	−55.122
.76	−16.368	−94.771
.81	−22.136	−148.249
.86	−31.129	−204.956

ても事實と甚しく相異するものではないと考へる。

最後にこの場合に於て（3）式につき若干の吟味を行つて見ることにする。

今$\frac{\tan\alpha}{\tan\alpha+1}=\varphi$とすると δt が物理的意味を持つためには$\frac{\varphi}{\varepsilon p^2}\leqq 1$ なることを要す。

即ち$\frac{b}{h}=0.43$ の場合 $\varepsilon p^2>294$ (gal)
0.19の場合 $\varepsilon p^2>154$ (gal)

なる如き加速度が作用しなければ踊りも，顚倒も行なはれない。

尙附言すれば ϵ_2 が負に作用する場合は

$\varphi=\frac{g\tan\alpha}{1-\tan\alpha}$となる故

0.34 の場合 $\varepsilon p^2>735$ (gal)
0.19 の場合 $\varepsilon p^2>226$ (gal) となる。

今回の考察に於て ϵ_2 が負の場合は $\frac{b}{h}=0.43$ に於て 735 gal の如き大なる加速度を考へねばならず事實と餘に懸隔があるため考へに入れなかつた。

終に臨み，此の結果が地震調査に當り震度推定の資料となることを希望する。

---

2. A Study on the Overturning of a Rectangular Column.

By Ryōhei IKEGAMI and Fuyuhiko KISHINOUYE,

Earthquake Research Institute.

The authors studied rocking motions of a rectangular column, due to S. H. M. of the ground which may be regarded as violent shocks of earthquake, after the method that had been carried out by Messrs. Kimura and Iida.

I. It is difficult to find a g neral solution of the equ tion of rocking motion (1), so we transformed it in the expression (2) and solved by mechanical integration.

II. We assumed that the body is 90 cm high and 30 cm wide, and took 0.5, 0.2, 1.0 s c as the periods of the ground motions, and as the amplitudes. $\varepsilon_1=8.0$, 4.0 cm, horizontally $\varepsilon_2=3.2$, -3.2, 1.6, -1.6 cm vertically. These periods appear most frequently on seismograms, and the maximum acceleration calculated from the above periods and amplitudes may not be far different from that of the earthquake.

The results are described as follows:

1. When the period of the motion is large, the magnitude of amplitude determines the direction of the overturning, (Fig. 2), but when the period is short, the direction of overturning is determined by the direction of the first ground motion, independent of the amplitude, (Fig. 3).
2. In the case of $|\varepsilon_1|<|\varepsilon_2|$. the direction of the overturning will be always the same, independent of amplitude and period, (Fig. 4).
3. From the expression of time-lag, (3), we deduce that the body is neither overturned nor rocked, when $g\tan\alpha/p^2(\varepsilon_2\tan\alpha+\varepsilon_1)>1$.

Fig. 5 shows the relation between amplitude and period in this case.

III. In the case of Ogasima Earthquake, May 1, 1939, at Nagane, Hutto Village, the direction of the overturning of grave-stones were completely depend upon the value of b/h, where h is the height of a grave-stone and b is the width of it.

Moreover, the direction of overturning pointed nearly to the epicentre, (Fig. 6). From this fact, it can be assumed that these overturning were occurred by vibrations, due to Rayleigh-waves, with long period and large amdlitude. Therefore taking 2, 12, 48 cm as the amplitudes and 0.5, $2\pi/5$, $4\pi/5$ sec as the period, we studied the aspects of the overturning and we got results shown in Fig. 7. In these cases, it is shown that the grave-stones were not overturned by the first declination. But if we took into consideration, side-slip of the grave-stone when it declines, the overturning in the direction of the large angular deflection will be explained.

In accordance with the physical meaning of the expression (3), it is necessary that $\varepsilon p^2>249$ gal at $b/h=0.43$, $\varepsilon p^2>154$ gal at 0.19, and if $\varepsilon_2<0$, $\varepsilon p^2>735$ gal at 0.43, $\varepsilon p^2>226$ gal at 0.19.

3. 東南海地震に就いて
特に震害と餘震の分布

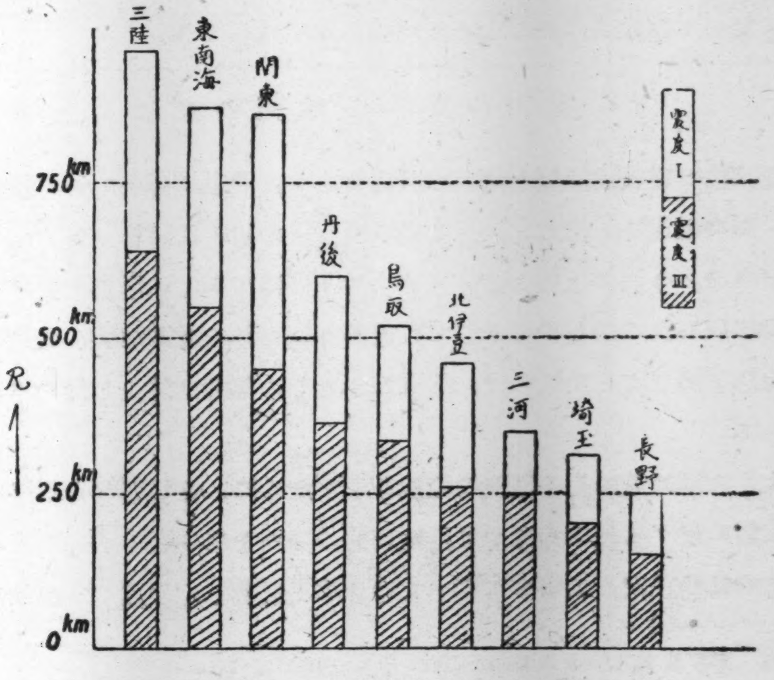
地震研究所 { 水 上 武
内 堀 貞 雄

（昭和20年1月16日，昭和20年7月17日發表—昭和21年10月10日受理）

1 緒 言

昭和19年12月7日東南海道沖に發生した地震は靜岡，愛知兩縣を中心として全，半潰家屋5萬戸以上を生じ，その他の構築物に多大の損害を與へた。倒潰家屋の生じた地方は上記兩縣下の外，三重，岐阜，大阪，和歌山，滋賀，京都，兵庫，德島，香川，山梨，長野，福井，石川の16府縣下に亘る極めて廣範圍に及ぶ大規模の地震であつた。尙地震動に因る損害の外に三重，和歌山，兩縣の南部海岸靜岡縣下田附近又び德島縣富岡附近の海岸は津浪のため流失家屋約三千，流失船舶多數の損害を生じたのである。

關東震災の後20年餘に發生した本邦の主な地震に就いて有感地域並に震度（Ⅲ）地域の平均半徑を採つて地震の規模の順位を比較したのが第1圖である。これによると今



第1圖 東南海並に三河地震と近年の大地震との比較
R は震度Ⅰ及びⅢ地域の平均半徑

回の地震の大きさは，その震度分布或は震害の地理的分布から觀て，大正 12 年の關東地震より幾分大きく，昭和8年の三陸沖の地震より多少小さい程度の地震であつた。然しながら震央は陸地を距る約 50 粁の沖であつたために地震動の最も激しかつた裂震地域は陸上になつた。從つて損害激甚地域と稱すべきものなく，且つ陸上に於ける地震動の性質は緩漫であつたため全潰家屋も地震が始まつてから顚倒に至る迄に時間の猶豫があつた事が推察されその上全潰家屋に數へられるものの中修繕不可能家屋と稱せられるものが大部分を占めて居るのであつて，轉倒家屋はその一部分であつた。

從つて火災に原因する損害は皆無に近かつた事，及び倒潰家屋數に較べて死傷者の極めて少かつた事は防火準備の整備されて居たと云ふ事の外に上記の事情に原因するものと考へられるのである。

其の後餘震は愛知縣南部，紀伊半島南部に亙つて廣範圍に發生したのであるが，その大部分が陸上を去る海底に發生したため陸上に於いては其の數に於いてもその震度に於いても著しくはなかつた。然るに1月 13 日 3時頃渥美灣に發生した地震は最も激しく倒潰家屋約五千，死者約二千を出したのである。本地震は三河地震と稱するものであるが，これが餘震なりや，或は獨立した一强震なりやを決定するは容易ではないが餘震の觀測結果から後に一言する事にする。

先づ 12 月 7 日の本震の震害地を一巡し，家屋の震害分布と地盤との關係が特に顯著なるを各地に於いて觀察されたのでそれに就いて記述しよう。

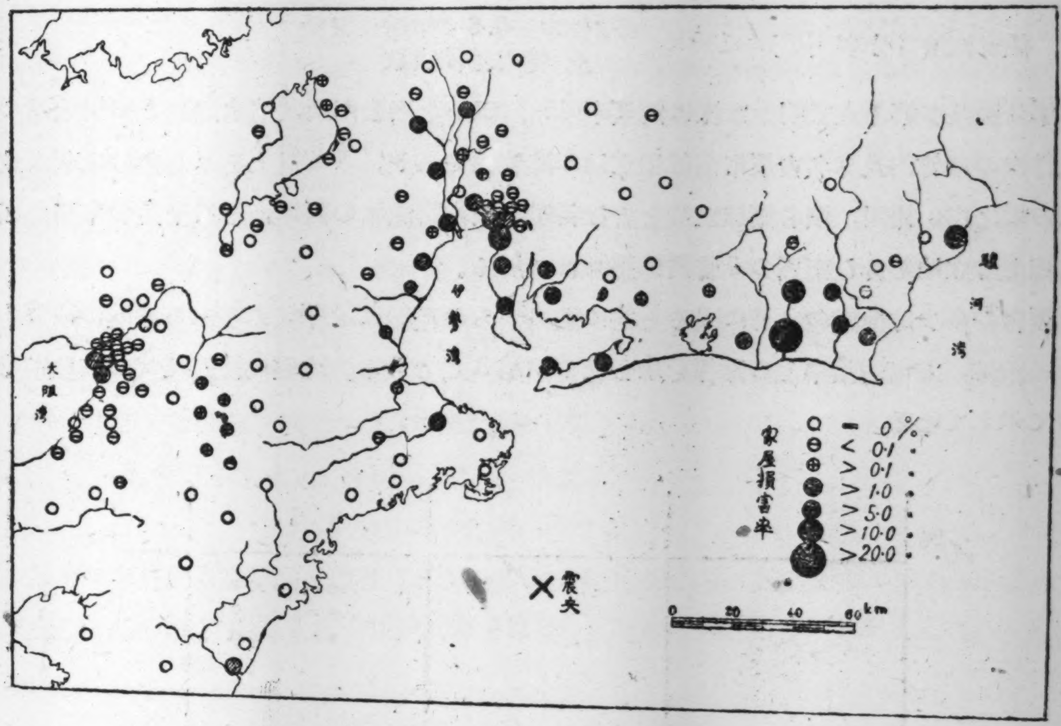
2, 家屋の震害と地盤の良否

家屋及び建設物の震害は地盤と著しい關係があり，震動に對して特に軟弱な地盤の存在する事は，關東地震[1] を始め，最近は鳥取地震[2] の災害に鑑みて各方面から屢々論及された事柄である。今回の地震の震害に於いても同樣に著しい震害を受けたのは軟弱地盤上の建設物に限られて居るのであつて，是等の限られた軟弱地盤に建設する事を避け又は適當の豫防を講じてゐたならば，震害のかなりの部分は防止し得た事を明瞭に示して居るのである。

震害の發生した地域並にその程度の概觀を示すために，各警察署管內每の全潰半潰住家數の全住家數に對する比率を採つて，地理的の分布を第2圖に示してある。住家に就いての倒潰比率は非住家，工場等に就いての比率とは著しく相違する事はないと考へら

1) 松澤武雄 震災豫防調査會報告 100 (甲), (1925), 113.
那須信治 同 100 (甲), (1925), 313.
2) 水上 武 震研彙報 22 (1944), 42.

れる。



第2圖　震　害　分　布

第I表　損害の著しい地域の警察署單位の倒潰率

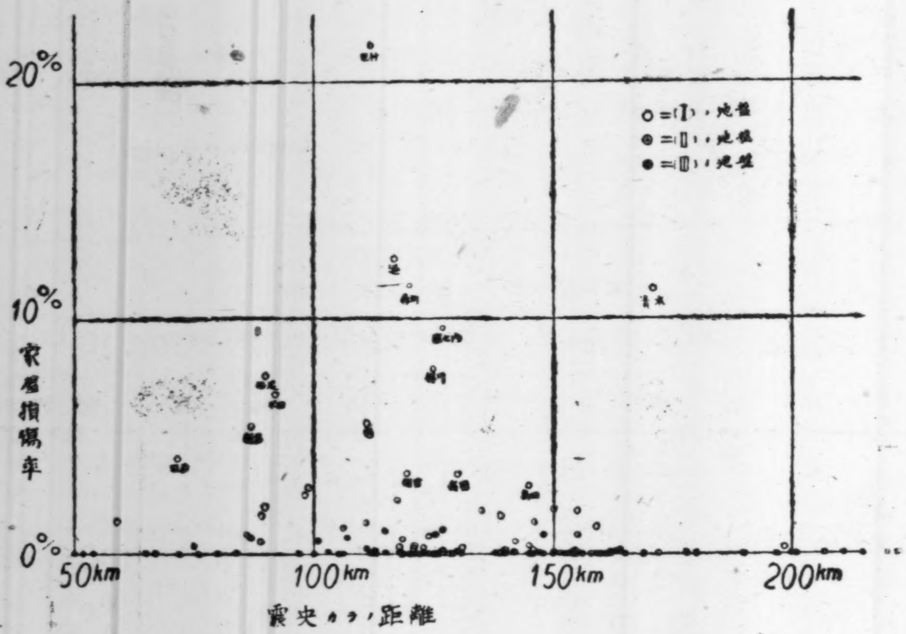
署　名	縣　名	倒　潰　率	震央距離
見付	靜岡	21.6%	112粁
港	愛知	12.6	117
森	靜岡	11.4	120
清水	〃	11.2	172
堀之内	〃	9.6	127
掛川	〃	7.8	125
西尾	愛知	7.5	90
半田	〃	6.9	92
南	愛知	5.6	111
新居	靜岡	5.5	87
田原	愛知	4.2	71
彌富	〃	3.4	119
高須	岐阜	3.4	130
濱松	靜岡	2.8	87
高田	岐阜	2.8	145
熱田	愛知	2.3	117
安城	〃	2.0	98
大正	大阪	1.8	155

この倒潰率は簡便のために次の様にして定めた。

$$\text{住家倒潰百分率}\ (K) = 100 \times \frac{\text{倒潰住家} + 0.5 \times \text{半潰住家數}}{\text{管內總住家數}}$$

第2圖及び第1表で明かな様に倒潰率 10 %以上を出した所は清水港，太田川流域の見付森の兩管內及び名古屋市南部埋立地の港管內であり，5%以上を示したのは菊川流域の堀之內，掛川，濱名湖埋立地を含む新居，矢作川流域の西尾，知田半島の半田，名古屋市埋立地を含む南區の6管內に限られて居る。

震害の多少は地盤の良否に因ると共に震央からの距離にも關係するから地盤の性質，震央距離，並に倒潰率との關係を示したのが第3圖である。地盤の性質は次の三種に分けて示してある。



第3圖　家屋損傷率と震央距離

(I)　管內地域の3割以上が沖積層を占むるもの。

(II)　管內地域が沖積層3割以下のもの。

(III)　管內地域沖積層以外の古生，中生，第三紀，洪積期火山岩等の地層のもの。

第3圖に因り明かなる樣に倒潰率1%以上生じた管內は總べて沖積層が3割以上を占める地域であり，沖積層以外の地盤の堅い處，例へば三重縣南部(鳥羽，波切管內等)の如く震央に最も近い處であるにかかはらず，倒潰率は零を示して居るのである。又沖積層でも特に著しいのは海岸の人工埋立地であつて名古屋市南部，及び大阪市南部地域が特に高い損害率を示して居るのである。又河川流域の沖積地域でも大井川，天龍川等の

流速の大きい即ち下流地域迄大石の存在する流域よりも，太田川，菊川，巴川（清水）沼川（吉原）等の比較的流速の小さい泥沼川流域に著しい損害を生じて居る事は注目される所である。以上の中で知多半島の半田管内は沖積層地域が狭小であるが半田市及び主な損害の生じた地域は海岸の埋立地泥沼川流域に限られてゐるので（I）の地盤の地域として取扱つた。

以上の地盤の性質と震害との關係を一層明かにするために震央距離の相異によつて生ずる倒潰率の相違を取り除き，震害率と地盤との關係のみに就いて調べる事にする。そのために地盤の性質が略等しいと認められる（II）の地層，即ち管内地域の3割以内が沖積層で大部分が洪積層等の地層を占むる所謂山の手の地盤に於ける倒潰率を規準に採つて震央距離との關係を表はすとその倒潰率（K_o）は

$$K_o = 13\% \times exp(-3.8\times10^{-2}\Delta) \quad となる$$

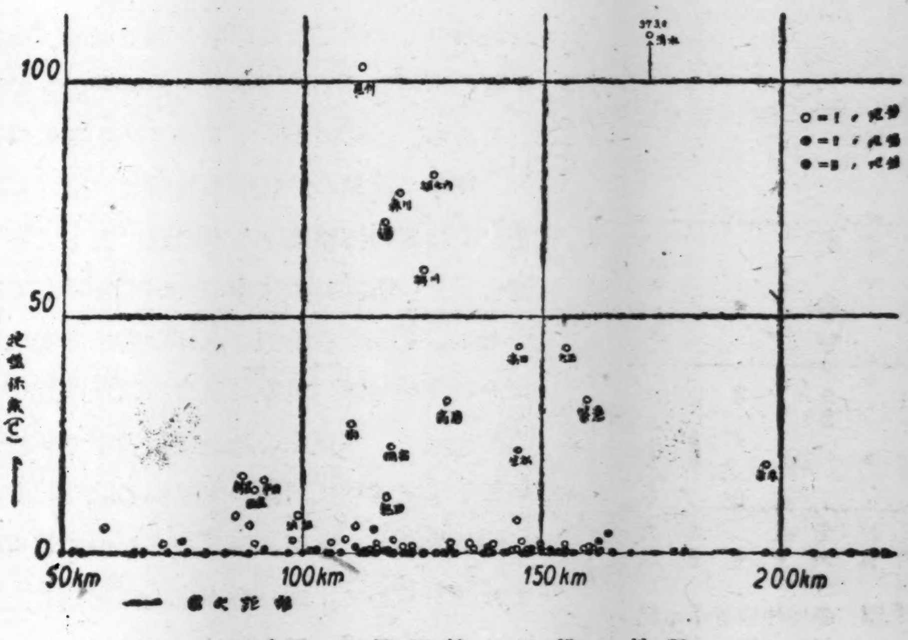
$$\Delta = 震央からの距離（粁）$$

K_o と先に求めた各管内の倒潰率（K）との比（C）を採れば，震央距離には無關係なその地盤の良否のみに關係する一種の地盤係數（C）或は地盤危險率が定められる。

即ち

$$地盤係數(C) = \frac{K}{K_o}$$

地盤係數を示したのが第4圖であり，第II表には5以上の地盤係數の地域を示してある。



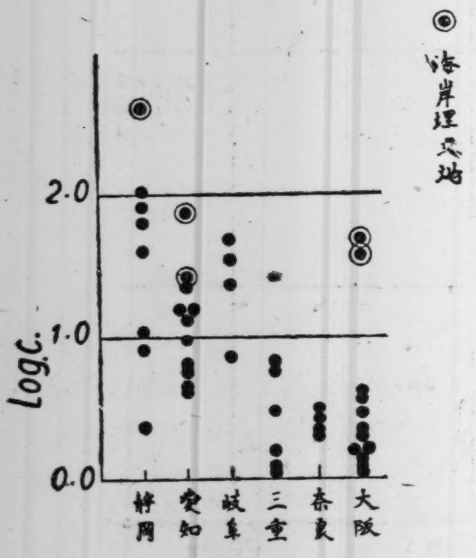
第4圖　地盤係數と地盤の性質

即ち地盤係數が100であると云ふ事はその地域の地盤では，山の手地盤(II)に比較して100倍の家屋の損害を受ける事を意味し，更に堅固な(I)の地盤に比較して數百倍の損害を生ずる危險のある事を示すものである。

第 I 表

地盤係數	管内警察署名	縣名
100 以上	清水　見付	靜岡縣
50 以上	堀之内　森　掛川	靜岡縣
	港	名古屋市
30 以上	高田　高須	岐阜縣
	大正　築港	大阪市
30 以上	吉原	靜岡縣
20 以上	笠松	岐阜縣
	南	名古屋市
	彌富	愛知縣
10 以上	新居	靜岡縣
	熱田　半田　西尾	愛知縣
5 以上	濱松	靜岡縣
	安城　横須賀	愛知縣
	大垣	岐阜縣
	四條畷	大阪府

第4圖に示した樣に沖積層の署別にした地盤係數に於いて清水の370から三重，和歌山縣下の諸地域に於ける如く1以下のもの等あつて著しく相異した値を示すのであるが廣い地域の沖積平野に就いてその地盤係數を比較して觀るために沖積地域のみの係數を府縣別にして示したのが第5圖である。地盤係數が著しく相異するので便宜上その對數を採つて示してある。これによつて了解される樣に靜岡，愛知，岐阜の諸縣の沖積地の地盤は三重，和歌山，奈良の諸縣の沖積地よりは震動に對して著しく弱體を示し，震害の危險率の大い事を示して居るのである。大阪府の地盤は海岸の人工埋立地を除けばその沖積地域の地盤は後者の諸縣に近いと言ふ事が出來る。三重縣の地盤係數の中で比較的大きい値を示す地域は同縣の北東部に限られその大さの順位も桑名，富田，四日市となつて北東部程大きな値を示して，岐阜縣南部の係數値と近似するのは共に木曾川，長良川流域の沖積地域に屬する



第5圖　各地沖積層の地盤係數比較

事を想へば當然の事柄であらう。

以上の結果は總べて各警察署管内の比較的廣い地域を單位として居るのであるが，倒潰率の高い管内も至る處一樣な損害を生じたのではなく，更に狹い町村單位の地域に於いてすら倒潰の著しい部分と少い部分とが數個の區域に分れて居るのである。從つて今回の著しい損害を生じた地域即ち地盤の極めて惡い地域は約200警察署管内の內で約その一割未滿の僅かの地域に含まれ，損害の特に著しかつたのは更にその管内の小部分である事は特に注目される處である。從つて部落單位或はそれ以下の小地域にした倒潰率と地盤との關係を明かにする事が必要なのであるが町村別にした調査結果に就いて宮村氏[3]の報文を參照され度い。尙又以上の結果は地震の震央として氣象臺[4]に於いて決定した北緯 34.0 度，東經 137.0 度とした震央距離を用ひたのであるが震央が相當違つてゐたとしても以上の結果は變らない事を附言して置き度い。

この樣に地盤の性質によつて著しく損害程度を異にする事が判つたのであるが，地震の發生する位置，或は今回の樣な大地震がやや遠方に發生した場合と局部的の裂震（例へば鳥取地震）が近傍に發生した場合とで地盤と震害との關係即ち地盤係數が同じであるかどうかと云ふ事は一應考慮して觀る必要があるが，局部的裂震である處の鳥取地震の鳥取市內の震害分布を觀ると，沖積層地盤の家屋は殆んど100％の倒潰を示し，第三紀層，火山岩等の露出して地盤上に建設された家屋は殆んど損傷を受けなかつた。この樣な極端に損害を異にする地域が同市內に於いて數個の區域に明瞭に分れたのである。又關東地震の際にも今回と同樣な地盤と震害の關係を示したのであるが，信州諏訪湖附近が兩地震のために共にその周邊地域に比較して著しく大きい震害を受けたのである。是等の實例を考慮し，而も震害を與へる震動は震源から傳はつて來る地震波動に因つて誘起された地表附近の軟弱地層の震動が主なものであると信じられる幾多の實驗的の研究があるのであるから，震動に對して弱い地盤は如何なる地震に對しても著しい損害を受けると考へて間違はない。唯その程度が地震動の性質によつて相違する事は充分考へられる事柄である。

3　東南海地震の餘震分布

昭和 19 年 12 月 7 日の地震はその規模が極めて大きかつたためにそれに伴つて發生した餘震發生地域が廣範圍に亙つて居り，その餘震分布狀況並にその發生の消長を知る事は容易ではなかつた。この事は本震が陸上を距る海底であつたために一層正確な判斷を困難ならしめたと考へられる。更に翌年 1 月 13 日に渥美灣に發生した局部的强震を本震の有力な一餘震と見なすか否かを檢討する上にも餘震の發生分布を詳細に調査する

3）宮村攝三　震研速報 4（1945），19.
4）本間　寧　東南海大地震調査概報（1945），4.

必要に迫られた。

上述の如く廣範圍に亙つて發生して居る餘震の分布を定めるためには小さい倍率の地震計を用ひると多數の地震計を設置する必要があるが，實行上の不便を避けるために，高倍率の地震計四臺を用ひ餘震の發生して居ると推定される地域の外側に於いて觀測した。卽ち觀測位置は豐橋，岡崎，四日市，及び宇治山田である。

使用器械の常數と觀測場所を次に表示する。

第 Ⅲ 表

地震計設位置	地震計倍率	週期
豐橋驛前小學校	200	1.0秒
岡崎市立工業學校	200	同
四日市高等女學校	350	同
宇治山田市立女子商業學校	350	同

第Ⅳ表　4點觀測より定めた震源の位置　　四點觀測結果

地震番號	發生年月日	x	y	z	k
	年 月 日 時	km	km	km	
R	20. 2. 28. 15	39.6	28.1	14.8	7.76
X	20. 3. 6. 15	35.3	33.9	0.0	7.22
Y	20. 3. 6. 17	28.2	26.7	2.6	7.38
イ	20. 3. 9. 1	16.5	25.8	25.8	7.32
チ	20. 3. 13. 0	36.1	33.0	0.0	7.12
リ	20. 3. 14. 12	25.4	6.6	0.0	6.88
カ	20. 3. 17. 0	36.7	19.4	3.3	7.03

第6圖　四點觀測より求めた餘震の震央

觀測は2月 14 日から3月 20 日迄繼續したのであるが，この期間に於いて4ケ所の地震計によつて，共に完全に記錄されたのは7個の餘震である。是等の震源の位置を定めるために，初期微動繼續時間を用ひ，宇治山田を原點とし，四日市觀測點を結ぶ方向に y 軸，それに直交して x 軸を，下方に z 軸を採り震源位置を直角座標として現はし，同時に距離(k)係數を定めた。この結果は第Ⅵ表，並に第6圖に示した。四點に於いて觀測された地震記象の一例を第 10 圖に示してある。尙 k の値は6.9と7.8の間にあり平

第Ⅴ表　3點觀測より定めた震源の位置

地震番號	發生年月日	x	y	z
	年　月　日　時	km	km	km
A	20.　2.　17.　14	43.2	43.4	9.1
F_1	20.　2.　21.　1	50 5	41.6	11.2
F_2	20.　2.　21.　7	− 1.9	2.2	0.0
G_1	20.　2.　21.　17	− 1.6	7.5	29.4
H	20.　2.　22.　11	39.3	19.2	0.0
I	20.　2.　22.　14	51.1	40.0	12.8
J_1	20.　2.　23.　2	44.6	33.6	11.7
J_2	20.　2.　23.　4	38.8	29.1	2.7
K	20.　2.　23.　6	30.9	31.9	0.0
L	20.　2.　23.　9	40.5	35.1	16.2
M	20.　2.　23.　12	1.9	−22.0	24.5
N	20.　2.　24.　0	40.7	37.5	10.5
P	20.　2.　27.　12	37.2	23.1	0.0
R	20.　2.　28.　15	39.6	28.1	14.8
S	20.　2.　2.　11	40.8	23.9	17.6
V	20.　3.　5.　6	37.6	53.8	5.7
X	20.　3.　6.　15	35.3	33.9	0.0
Y	20.　3.　6.　17	28.2	26.7	2.6
イ	20.　9.　9.　1	16.5	−25.8	25.8
ハ	20.　3.　9.　23	39.5	38.6	20,6
ニ	30.　3.　10.　12	44.7	18.0	17.9
ホ	20.　3.　10.　17	39.9	35.6	18.9
チ	30.　3.　13.　0	36.1	33.0	0.0
リ	30.　3.　14.　12	25.4	6.6	0.0
ヌ	30.　3.　15.　6	45.2	39.2	13.5
ワ	30.　3.　16.　1	51.4	32.9	0~22.5
カ	30.　3.　17.　0	36.7	19.4	3.3
ヨ	30.　3.　17.　2	41.4	31.68	11.70
タ	30.　3.　17.　9	39.8	31.6	0
レ	30.　3.　17.　11	− 5.2	7.6	10.2
I	30.　3.　19.　11	44.5	25.6	26.2
III	30.　3.　19.　20	34.3	37.4	25.9
V	20.　3.　30.　23	40.2	25.5	7.3

均7.2を示してゐるが，kの値と震源の深さとの關係を觀ると震源が深くなると z の値が大きくなる傾向が僅少ではあるが認められる。

　即ち

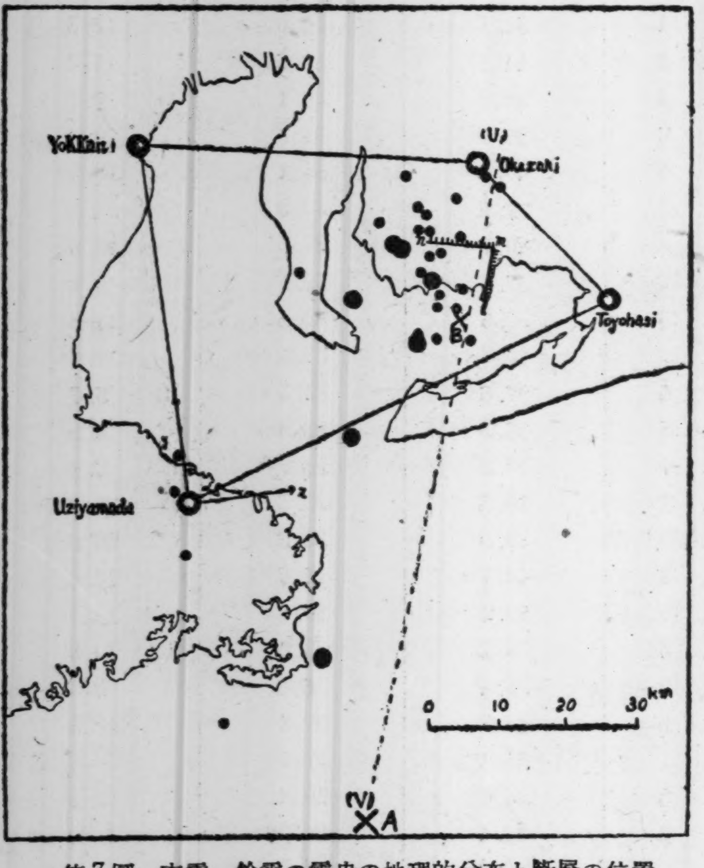
$$k=7.1+0.02d$$　で現はされる。

d は震源の深さを粁で表はした數値。

以上7個の地震の震源に3月9日の地震を除けば，何れも 19 粁よりも淺く，觀測期間

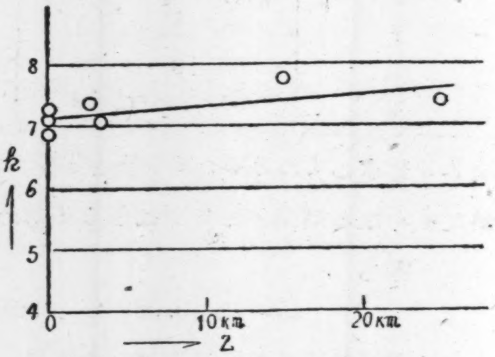
内に發生した他の地震も大部分は 15 粁乃至それ以下の淺い地震と考へられる。從つて k の値も 7.1 乃至 7.3 程度である。それで4ヶ所の觀測所の中で何れかヶ3所に於いて觀測された地震に就いて，距離常數を 7.2 としてその位置を定めた。その結果によると震源の深さは 10 粁內外のものが大部分を占めて居る。この樣にして求めた震源の位置を第V表に上記の直角座標を用ひて示してある。

斯くして三點觀測並に四點觀測によつて定めた震央位置を第7圖に示し，更に昭和18年 12 月7日の本震の位置(A)翌 19 年2月 13 日の渥美灣の地震（三河地震）の震央(B)も共に同圖に示し更に1月 13 日の地震三河地震の際に發生した斷層の大體の位置も同圖の中に記入してある(l, m, n)。第7圖を參照して次の事が指摘出來る。本震並に1月13日の三河地震の震央を結んだ線（UV）の西方にのみ餘震が發生して居る卽ち兩地震を結んだ直線は餘震發生地域の東側の緣と一致して居る。餘震の中比較的大きい地震は UV 線の西側に近く發生し，UV 線よりや



第7圖　本震，餘震の震央の地理的分布と斷層の位置

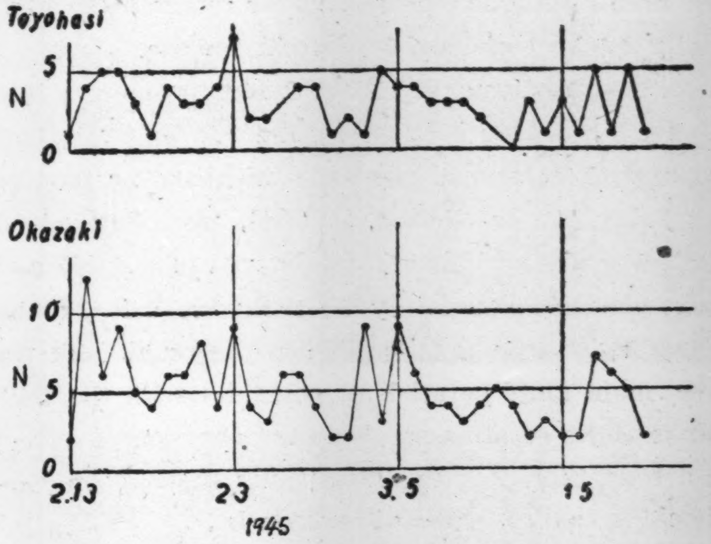
や離れた四日市，宇治山田等の紀伊半島には微小地震が觀測期間中に於いて多數發生したが，他の觀測所に於いて記錄される程度の地震は發生しなかつた。又過去の斷層の發生した大地震に於ける主震，餘震の發生位置と主斷層の位置に就いて，多くの人々が注目した如く本震の位置は主斷層の近くにあり，餘震はその斷層を境とした片側に大多數發生し，



第8圖　震源の深さと距離係數

而も斷層を境とした隆起地域に發生する場合が多い。又主斷層の明瞭に現はれなかつた地震の餘震の分布を見ると丹後地震，昭和 10 年の臺灣地震等の餘震分布と異り，或る線を境として片側に震央が密集する分布が認められない。

以上の樣な經驗的の事實を基礎として東南海道地震並に三河地震の關係は次の樣に推論する事が出來る。即ち東南海地震の際に海底に震央を通り北微東方向（第67圖のUV 線方向）に斷層を生じ或は地形變動の境即ち隆起沈下の境を生じその西側に多數の餘震が發生したが特に 1 月 13 日の三河地震はその有力な餘震として發生し先に本震にて生じた地殼變動が更にその方向に延長して，形の原に明瞭な斷層の喰違を生じたものと推定される。本震に伴ひ，大規模な地形變動の生じた事は紀伊半島沿岸を中心として四國，伊豆半島海岸に及んだ事から充分推察出來る。然し餘震地域が本震の隆起地域とは一致してゐるや否やは尚議論の餘地があるが，少なくとも 1 月 12 日の地震に伴つて生じた陸上の隆起地域とは一致してゐる。



第 9 圖　豐橋，岡崎に於いて觀測せる地震の毎日回數

以上今回の餘震分布，斷層の位置其の他の諸現象を考慮し，更に過去の地震の研究結果を綜合すると三河地震は東南海地震の一つの有力な餘震であり，更にこの餘震の發生に伴ひ多數の餘震が渥美灣北部に發生したものと考へられる。尚昭和 20 年 2 月 14 日より 3 月 20 日に至る期間の地震觀測の中岡崎，豐橋に於ける毎日地震回數を第 9 圖に示してある。12 月 7 日の本震並に 1 月 13 日の三河地震の發生を去る事かなりの日時を經過してゐるので，この觀測期間中に於ける餘震回數の減少は僅かに認められる程度である。

今回の震害調査並に餘震觀測に種々便宜を與へられた關係府縣廳並に上記學校當局に感謝の意を表し度い。（本研究は文部省科學研究費によつて行ひ得たものである）

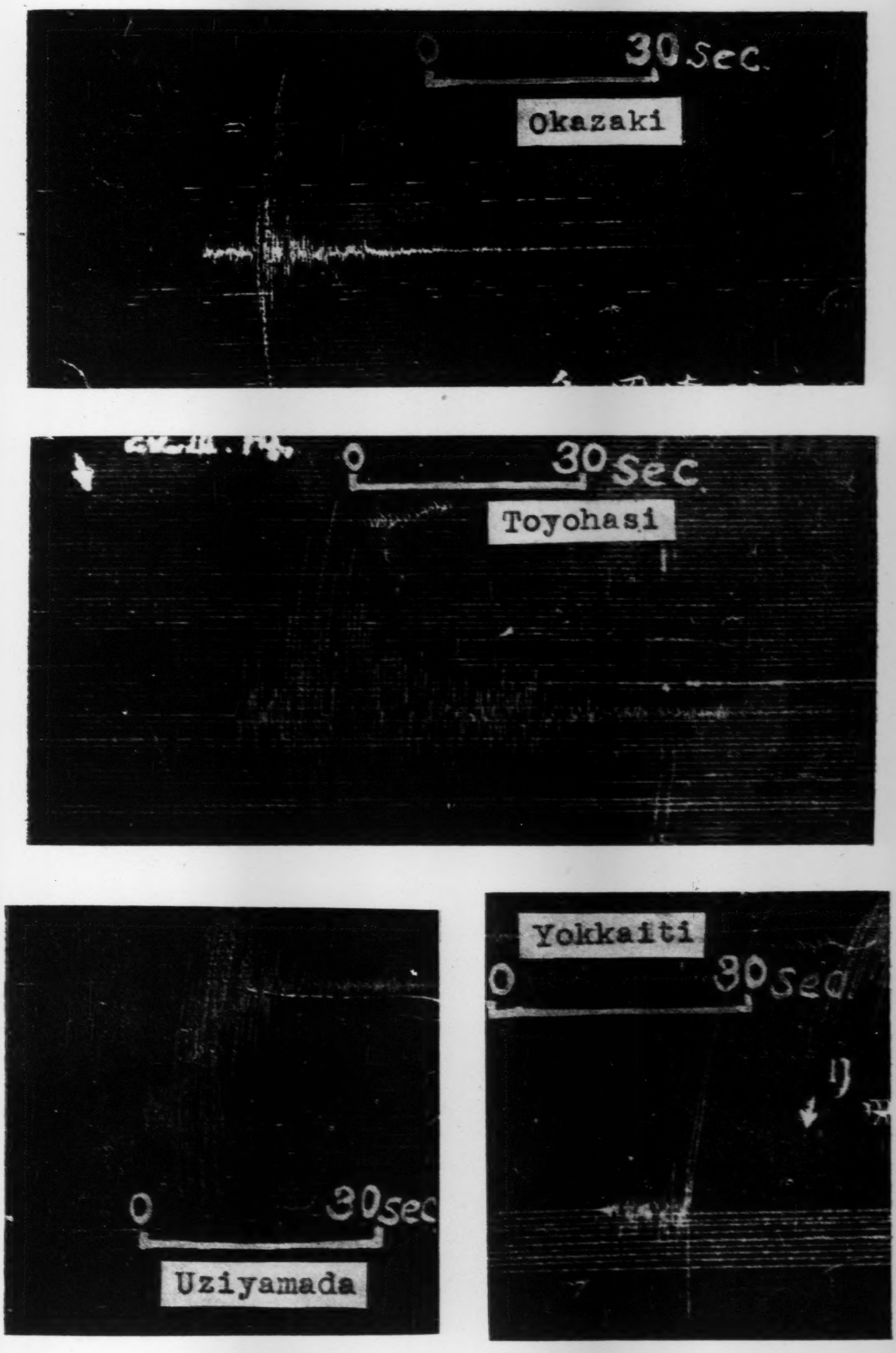
3. *The Tō-Nan-Kai Earthquake*
Damage and After-shocks.

By Takeshi MINAKAMI and Sadao UTIBORI,

Earthquake Research Institute.

The great earthquake that occurred off the Pacific coast of the Tō-Nan-Kai, at 13h 36m, December 7, 1943, was so strong that it was felt sensiblly throughout Honshu, Sikoku and Kyushu. Serious damages were caus d to ordinary houses and other structures in the large area, by not only earthquake shocks but also the tunami, which advanced against the sou h coast of the Kii peninsula. According to statistical investigation of damages, 54,000 houses were demolished and about 1,000 persons were killed. This paper treats, the relation between destruction-rate of dwelliug house and the character of earth-ground of the stricken area. Destruc ion-rate shows remarkablly high in the alluvial region, specially in the reclaimed land from the sea.

A component of micro-seismograph was installed at four tempor. ry stations, namely, Okazaki, Toyohasi, Yokkaiti and Uziyamada. As a result of the seismic observation, hypocentres of forty af er-shocks which are a part of earthquakes occurrdd during February, 14, ~March, 20, 1944, were determined by use of duration of preliminary micro-tremors. As shown in figs. (6) and (7), epicenters of after-shocks are distributed only in the west side of the in (UV) that passes on two epicentres of the Tō-Nan-Kai and Mik wa earthquakes. Moreover, new main fault paralles or coincides with the UV-line. These facts and o her examles of after-shock at the occ sion of strong earth uakes lead us to such a conclusion that the Mikawa earthquake on January 13, 1944, is an after-shock of the Tō-Nan-Kai earthqu ke.



第10圖 昭和20年3月14日（地震番號リ）伊勢灣南部に發生した餘震の4ヶ所に於ける記象

4. 昭和19年12月7日東南海大地震に伴つた津浪

地震研究所　表　俊一郎

(昭和20年1月16日發表――昭和21年3月31日受理)

§1. 緒　言

昭和19年12月7日熊野灘沖合に發生した大地震は有感區域北は東北地方南は九州に迄及び，地震動によつて生じた倒潰家屋の分布[1]は愛知，靜岡を始めとして山梨，長野,福井，石川，岐阜，滋賀,三重，京都，奈良,和歌山，大阪,兵庫，徳島,香川の16府縣下にまたがり總計20,000戸に達した，此の地震の震央は中央氣象臺[2]の發表によれば$\lambda=137°$E, $\varphi=34°$N, 即ち尾鷲南東約70 km の沖合とせられてゐるが，正に此の地域は今より91 年前の安政の大地震 (1854年) 更に140年前の寶永の大地震 (1707) の震央と推定せられてゐる地域と略々一致してゐて，この東海道の沖合100~200km，遠州灘と熊野灘との境するあたりは昔より累次にわたり大地震の發生を見た所にあたつてゐる。今回の大地震も寶永，安政の大地震には及ばないとしても，有感區域より推定すれば昭和8年3月3日の三陸地震にも比適すべき大地震であつて，若し此の地震の震央が陸上にあつたならば，それによつてもたらされた震害は到底今回の震害の比ではなかつたであらうが，震央が海岸を距ること50 Km 以上の沖合にあつたため廣範圍に亘る甚大なる震害を免れ得たことは不幸中の幸ひとすべきであらう，併し，このやうに海底に震央を有する大地震の發生は，多くは大規模な海底の地形變動を伴ひ，之によつて生じた津浪のため海岸地方には多大の損害を生ずることは幾多旣往の例に見る所である。今回の地震も亦大規模な津浪の發生を伴ひそれによつてもたらされた災害も亦甚大であつて筆者は主として之等津浪の發生した地域の踏査を行ひ津浪現象の調査を行つたのでここにその結果を報告する次第である。

§2. 津浪來襲の地域

津浪による海水面の異常な昇降は東は伊豆半島下田から西は潮岬に迄至る全ての海岸

1) 水上武　地震研究所彙報 24 (1946),.
2) 中央氣象臺　東南海大地震調査概報 (1945), 4.

第1圖　津浪の來襲した地域．
海岸の數字は津浪の概略の高さを
米を以て表したもの

地域に於て肉眼で明瞭に觀察せられた。中でも志摩半島の南岸及び紀伊半島の東岸等に於ては津浪は暴威を逞ましくし甚大な災害をもたらしたのであつた。之等津浪來襲地域の概略の狀態は第1圖に示されてゐる。圖に太線で記入せられてゐる海岸は津浪により浸水家屋を生じた地域であり，海岸に記入せられてゐる數字は來襲した津浪の概略の高さを米突であらはしたものである。この圖を一見して明らかな如く，津浪の高さに關しては3つの地域を區別して考へることが出來る。第1の地域は志摩半島の北岸，伊勢灣及び渥美灣の沿岸でここは直接震央に面してゐない地域であり津浪の高さは極めて小さく海水面の上昇1mに及ばない所が多いのが見られる。第2の地域は遠州灘の沿岸でここは直接震央に面してはゐるが海岸が遠淺の砂濱で海岸地形は極めて單調な線を畫いてをり，此の海岸での津浪の高さも僅かに1m乃至2mに止つてゐるのが見られる。第3の地域として志摩半島の南岸から紀伊半島の東岸の海岸線に眼を注げば，ここでは津浪の高さ，いたる所で6m乃至8m，1部では 10m にも及んだ所のあるのが見られる。此の地域の海岸は震央に直面してをり且つ海岸線の凹凸は極めて複雜であつて三陸地方の沿岸を想起せしめるものがあり，典型的な Rias type の海岸地形を形成してゐる。之等の沿岸地帶で津浪の水位が著るしく上昇したことの原因の大部分はこの海岸地形に歸せらるべきであることは三陸津浪の場合に實證せられた幾多の事實に徵しても明らかな事柄であらう。

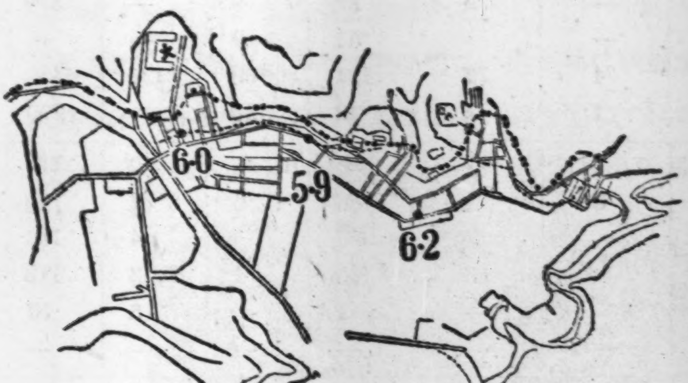
§ 3. 津浪の高さ

津浪が陸上に奔溢した場合，水面がどれだけの高さ迄上昇したかを知ることは津浪對策を樹立するために必要であるばかりでなく，津浪現象の本質を究明するためにも亦必要な資料となすべきものであるので，筆者は成る可く多くの海岸を踏査し實際にその高さを見出さうと努めた。併し限られた日數で全地域を踏査することは不可能であり，又

之等津浪により大災害を受けた地域は交通極めて不便の所であることは海岸地形からも推察せられる所であつたので，筆者は幾つかの灣をえらびその場所については成る可く正確な値を見出さうと試みた。筆者の踏査が行はれたのは地震後約 1 ヶ月以上も經過した後であつたが津浪の痕跡は所々に明瞭に印せられてゐて津浪の高さを測定するのにあたり疑問を生ずるやうなことはあまりなかつた。

i) 三重縣，三重縣警察部の調べによる町村別の津浪の災害は第 I 表に示された通りである。之等の町村の位置は第 2~5 圖に見られるごとく，各町村は 1 つ 1 つ獨立した灣の奥に位してをり，第 I 表で慘害の程度の甚だしい所程大體に於て津浪の水位も高かつたことを示してゐるので，どの灣に於て津浪の水位が高かつたか大略の有様を知ることが出來る。之によれば錦，吉津，島津等は被害最も著るしく，全村の殆ど 90 % 以上が破壊せられる慘狀を呈したことを知ることが出來る。志摩半島南岸に位置する灣の水位の上昇量は第 1 圖に記入せられてゐるやうに 8~10m に及んでゐる。

錦町．之等の地域の代表として錦町の災害圖を掲げれば第 2 圖のやうになる。錦町は「コ」の字型の灣の奥に位置してゐた部落で，海岸のすぐ近く迄山がせまり，山と海岸との間に横たはつてゐる幅 100m 足らずの帶狀の低地に家屋が建並んで街をなしてゐた。



第 2 圖　錦町での津浪の高さ

津浪は平均海水面上 6 m の高さに上り海岸近くで地上 4~5m の高さに達し山の麓迄海水が溢れた。このために極く山麓に近い小數の家屋は浸水程度で難を免かれ得たけれども，低地にあつた殆ど大部分の家屋は倒潰流失してしまつたのであつた。錦町の調べによる災害は第 II 表に示される通りである。この表について特に此の町で氣付かれることは死者の數が多いことである。第 2 圖にも見るごとくこの町の背後の山は極めて峻しいために道路は皆海岸線に平行で，高い所へ上るのは町の西端で小川に沿[illegible]るものが唯一つ作られてゐたにすぎない。從つて地震後津浪襲來の聲に人々は競つて一本の道路をたよりに高地へのがれんとした。併し，數米の水深を以て背後から追迫つてきた津浪は人々の避難の終らない中に早くも到達して街に浸水し，町の西端今少しで

第 I 表

三重縣警察部しらべによる津浪の災害

署別	被害別 / 町村別	死者	傷者	行衛不明	流失	全潰	半潰	浸水
宇治山田	五ヶ所町	—	—	—	3	5	124	151
	神原村	1	—	—	3	3	6	115
	穗原村	—	—	1	—	—	—	79
	南海村	—	6	—	—	7	18	150
	宿田曾村	—	—	—	—	1	10	180
	吉津村	9	34	10	250	350	150	200
	島津村	28	—	—	250	50	—	—
	鵜倉村	1	3	1	13	40	—	250
長島	錦町	24	3	385	335	130	—	82
	二鄕村	5	—	14	41	9	4	42
	長島町	2	1	—	5	64	—	900
	三野瀬村	2	—	—	56	25	—	20
尾鷲	桂城村	—	—	—	4	5	57	214
	須賀利村	—	—	—	4	5	2	134
	引本村	2	—	2	37	—	—	360
	相賀町	2	—	—	51	9	—	—
	尾鷲町	24	4	22	494	59	121	1480
	九鬼村	2	1	4	12	36	—	270
木本	北輪内村	—	—	—	25	11	40	173
	南輪内村	23	3	1	166	6	32	70
	荒坂村	3	—	2	20	13	4	102
	新鹿村	13	—	3	148	4	12	113
	泊村	—	—	—	1	—	5	37
	鵜殿村	3	—	—	—	—	—	—

第 II 表

錦町の調べによる津浪の災害

	流失	全潰	半潰	浸水	安全家	死者		備考
住家	255	192	65	170	91	男	23	計 64
非	201	157	40	120	40	女	41	内 5名 死體不明

北方の高地へ上れるといふ邊りで多數の避難者を水の底に屠にしたのであつた。錦町は安政の地震津浪のときも甚大な災害を蒙つてゐるのであり，今後も幾年かを經過した後

に於ては再び津浪による災害は免るべくもないのであるから，復興にあたつては道路の方向，更に徹底すれば家屋建設の場所等について正當な考慮が拂はれねばならないであらう。

島津村．3.5km 位の細長い灣奥にある狹い海岸平野につくられた小部落であつたが海岸の平地に立つてゐた家屋は殆ど大部分流失，僅かに殘つたものも倒潰，半潰の狀態で慘害は極めて大きかつた。津浪の高さも錦町と略々同樣と思はれる。

吉津村．地形は島津村と同樣であり灣口が島津村の場合より廣く外洋に向つて開いてゐる。海岸平野の家屋は殆ど流失して，倒潰半潰となつた家屋は數軒も殘らなかつた位である。錦，島津，吉津等同じやうな地形をもち同じやうに多數の流失，倒潰家屋を生じたのに對し特に錦町では多數の死者を生じたのは吉津，島津村では古老の言を守つて地震と同時に津浪を豫想して豫め高地に避難することを怠らなかつたからだとは云へ，錦町の道路の方向が前述の如く津浪の避難には極めて不都合な方向作られてゐたことも大きな原因の一つと考へねばならない。

二鄉村．前記町村の場合と異り灣奥に位置してゐないため浪害は輕微である。灣奥の字名倉で流失家屋を生じたが元來住家僅少の所であるため數としては問題にならない。浪の高さは約 3m 足らずと思はれる。

長島町．二鄉村と同一の灣の灣口に近い所に位置する町であり且つ灣に面した地域には高い石垣が築かれてゐて津浪は狹い口を通つて江の浦へはいり街へ浸水した。從つて浪の高さも高々 3.5m 乃至 4m と推定せられるが元來街が低いために浸水家屋は 100

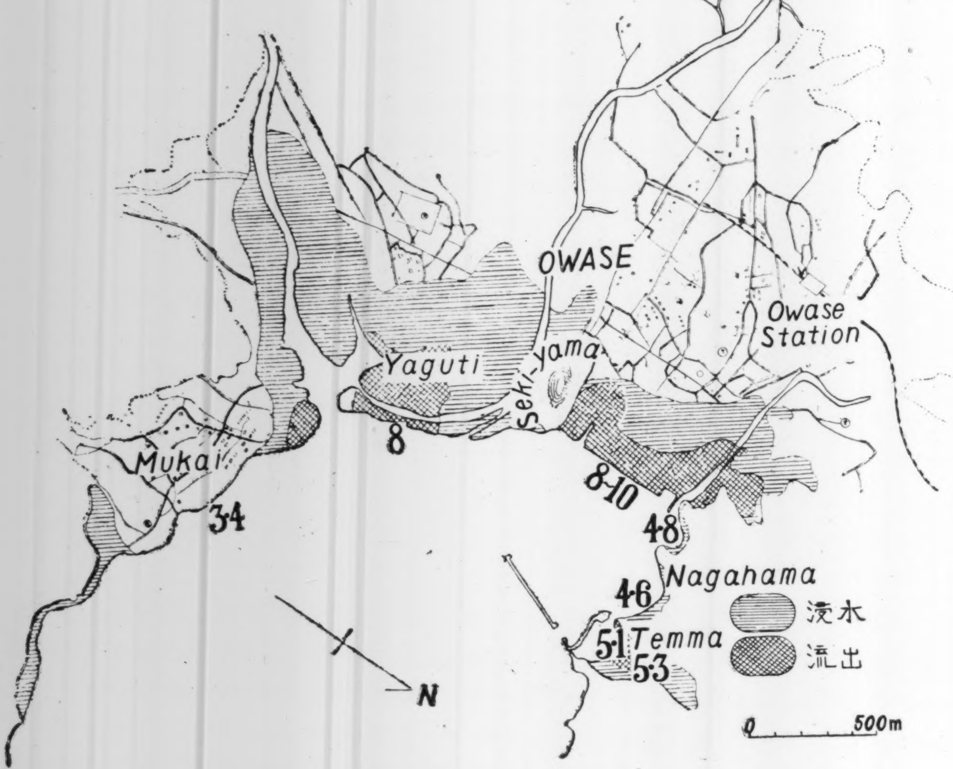
第3圖　尾鷲灣附近の津浪の高さ

戸以上に達して損害は可なり大きい。

三野瀬村．直接に外洋に面した平坦な海岸線をもつ海岸にあるこの村では津浪の高さも3n 位で被害もほとんどない。

三野瀬より尾鷲灣にいたる間の津浪の狀態は第3圖に示すごとくである。

尾鷲町．尾鷲灣奧に位置し人口稠密な市街をなしてゐたため津浪による被害も甚大であつた。地方事務所調べによる尾鷲町の災害は第Ⅲ表の如くである。尾鷲町の津浪浸入の有樣は第4圖に示された通りであり，圖に記入せられた數字はその地點での津浪の高さを中等海水面から測つた高さである。縣土木部尾鷲出張所職員の實見談によれば，地震後略々10分を經た頃ずつと沖合の島のあたりで海が高くなつてゐるのが認められた，瞬く間に港の前面の防波堤を浪が越えて海が1段高くなつたやうになり前面は白波をたてて卷き込みながら海岸へ向つて押しよせてきた。之等の波が未だ海岸へ到達するには200～300 m あると思つてゐる時海濱のカツターの小屋がピシヤピシヤと倒れた。氣がついてみるとその時はすでに前波がきて海濱は浸水してゐた（この前波は潮が滿ちてくるやうに靜かに押してきて前面に白波が立たぬため水の增してゐるのに氣がつかない）第1回の波のとき防波堤の突端の燈臺の中低い方のもの（高さ7m）は水中に沒して見



第4圖　尾鷲町内の津浪浸入の有様

くなり高い方のものは上部の燈火の點く所のみ見えてゐた（丁度 7m 位の高さまで水につかつたこととなる）津浪は北川に沿つて上へ押しよせたがその上る速さは上へ逃げた人の走るのよりは少しく早い程度である。

筆者が測量を行つた結果によれば，津浪の高さは冷凍會社の岸壁のあたりで 8m 位であつたと思はれる。市街に奔入した水の高さはほぼ同一水平面にあつた如くで市街が西へ高くなつてゐる地勢であるため地表からの水深 2m の線が流失倒壊家屋の限界線となつてゐる。唯北川の北方で倒壊家屋分布地域の限界線が異狀に灣入してゐる所があるが之は灣内に碇泊してゐた 100 噸許りの發動機船數隻が押上げてきて家屋に衝突し暴威を逞ましくしたためである。北川に沿つて浸入した浪は海岸から 550m 上流迄達してゐる千家山の南は人家點在する程度で主として平坦な砂濱及びそれに續く水田であり海岸での津浪の高さは明瞭に知るを得ない。中川及び矢ノ川に沿つて可なり奥まで浸入するのが見られた。

第 Ⅲ 表

尾鷲町津浪による災害（地方事務所調べ）

字別	流失	半潰	浸水	死者
中井浦	362	56	225	27
南浦	152	70	75	4
矢濱	12	10	—	—
向井	4	—	8	1
天滿浦	18	8	—	4
行座浦	—	—	—	—

第 5 圖　尾鷲，木本間の津浪の高さ

尾鷲灣に沿ふ各地點で測られた津浪の高さは第 3 圖に見られるごとくである。高さは皆中等海水面からの高さである。之によれば灣口での津浪の高さは 3m 位であり次第に灣奥程高くなり最奥で特に高くなつたことが明

らかに認められる。灣奥に近い天滿浦での高さは精しく測量され，他の所よりは高く5m 以上に達しほぼ尾鷲と同じ位である。

引本町．尾鷲灣の北引本灣の灣口に近く位してゐる引本町では津浪の高さ 2.5m にすぎず流失家屋皆無である。井土町長の言によれば被害は海岸地帶が數十坪海中に沒した所があつたのみであり，之等の陷沒した所は地震直後氣がついて見たら二階家の屋根だけがわづかに水面に出てゐた由である。之に反し引本より 5km 距つた灣奥に位置する字，矢口では津浪は 8m 近くの高さに昇り流失倒壞 37 戸海邊には何物も殘らぬ程潰滅的な慘害を蒙つた。

尾鷲より南木本迄の津浪の狀況は第 5 圖に見られる通りである。

九鬼村，字九鬼，早田共に海面より 2.5～3m の石垣の上に人家建並んでゐるので被害は比較的に輕微に終つた。

北輪内村及び南輪内村。輪内灣の北岸と南岸とに之等の村に屬す部落が點々と散在してゐるのであるが各部落での津浪の高さは第 5 圖に見られる如く，尾鷲灣の場合と異り場所により著るしく違つてゐる。之は各部落が輪内灣内に更に小灣を生じてその奥に位置してゐるため，小灣の大小深淺等による形狀の影響により津浪の高さに差異を生じたものであらう。之等の中南輪内村字賀田で津浪の高さ最も高く 7.1m に及び流失家屋 151 戸慘憺たる荒廢地と化し地震前の繁榮を想像することが出來ない。北輪内村字盛松に於ても津浪は 5.5m の高さに達し，殆ど部落の全部が流失する程の慘害を蒙つた。北

第 IV 表

木本署管内字別津浪災害

町村別	字別	死者	傷者	流失	全潰	半潰	浸水(床上)
新鹿村	新鹿	13	0	146	3	9	44
	遊木	3	0	2	1	3	58
南輪内村	賀田	19	3	156	3	15	15
	曾根	3	—	10	2	17	20
	古江	1	—	—	1	—	23
	梶賀	1	—	—	—	—	2
北内輪村	三木里	—	—	19	—	19	90
	三木浦	—	—	6	11	21	79
荒坂村	二木島	5	—	20	13	3	76
	二木島里浦	—	—	—	—	1	10
	南母浦	—	—	—	—	—	8
泊村	大泊	—	—	1	—	5	27
	古泊	—	—	—	—	—	3

輪内より木本迄の津浪による部落別の災害は第 IV 表に示されてゐる通りである。

荒坂村，二木島．津浪の高さ 7.1m に及んだけれども住家の建並んでゐた所が比較的に高い所に位置してゐたため賀田のやうな慘害を被つてゐない。ここの村長の家の石段の所に前回安政津浪が達したと傳へられる記録があるが今回の津浪はそれより 4~5 尺低い所迄しか上らなかつた。字甫母では 3m の石垣を築いて海に接してゐるため津浪の高さは 4.5m であつたが浸水程度で災害を免れてゐる。

新鹿村，字新鹿．新鹿灣奥で津浪の高さ 8.4m に及び木本一尾鷲間を通じ最高の高さに達してゐる．新鹿の海岸では濱邊から 200m ばかり距つて高さ 2m 幅 1m 位の波止めの堤防が海岸線に平行して築かれ内側に家屋が建並んで街をなしてをり，それから 50m 後方に段丘狀に人家が發達してゐたのであるが，第 1 回目の波が來襲した際には前面の波除けの堤防を超えて海水が浸入し，退浪の際造作の粗雑な納屋を流す程度で終つた。次いで第 2 回目の波が來襲したが之も大した事なく終つたが，第 3 回目に來襲した津浪の波高は極めて高く，少くとも 6m を超えてゐたと推定せられ之により最前面に位置してゐた家は悉く浮出し，退浪の際に前面の堤防もろ共海中へ運び去られてしまつたのであつた。ここの波の高さは第 5 圖に記入せられてゐる通り海面上略ゝ 6m に及び最奥では 10m に達した所もあつた。この波の最高の所に近く安政津浪の高さの刻まれてゐる「津浪止め」と稱する石があり此の石と比較すると今回の津浪は此の場所では安政のときより 1.5m 低かつたといひ得る。同じ灣内の字遊木では津浪の高さ新鹿より少しく低かつたとはいへ 5.9m に達したが流失家屋はなく浸水家屋を生じたにすぎない，之は海岸のすぐ近くまで山が迫つてゐるといふこの場所の地形にもよることながら一番低地にある家屋さへ石垣を築いて海面上 4m の高地に構築せられてゐたためである。併し之等の家屋に於ても浸水 1.9m に及び殆んど軒近く迄浸水した。

泊村．字大泊では津浪の高さ 5.5m 海岸低地の奥迄浸水したが，住家は多少高い所に建つてゐたため被害は僅少に終つた。字古泊でも波の高さ 5.5m に達したが，殆ど 4m に近い高い石垣が海岸に築かれてゐたため僅かに浸水した程度で災害は皆無に近い。

木本町．木本の海岸は外洋に面し全く單調な地形をもち，市街は石垣を築いて海岸より數米も高い所につくられてゐるので全然災害を受けてゐない。津浪の高さも明瞭には判明しないが 3m 位であらうと推察せられた。

ここより和歌山縣新宮市迄の海岸は平坦な砂濱が連り津浪による被害は見られない。津浪は砂濱へ押よせたのみで波の高さを知る痕跡もほとんど殘つてゐなかつたが高々 3m 位の高さであつたらうと察せられる。

ii) 和歌山縣．熊野川を超えて新宮市に至れば和歌山縣にはいつたこととなる。和歌

山縣下の津浪による被害は第 V 表に示されてゐる。

第 V 表

和歌山縣警察部調べによる津浪災害

署別	町村別 ＼ 被害別	死者	傷者	行衞不明	流失	全潰	半潰	浸水 床上	浸水 床下
新宮	新宮市	6	65	1	—	22	134	—	—
	那智市	10	—	—	40	9	46	186	50
	太地町	—	2	—	22	8	16	175	96
	下里町	2	—	—	15	11	54	146	20
	勝浦町	23	5	4	76	7	40	621	160
古座	宇久井村	—	—	—	—	—	—	25	—
	小口村	—	1	—	—	—	—	—	—
	北山村	—	1	—	—	—	—	—	—
	田原村	1	—	—	—	—	—	—	—
	古座町	3	—	—	—	—	—	—	—
	西向町	—	—	—	—	—	—	—	—

新宮市. 熊野川が市内を貫流し，河口には巨大な砂州が發達してゐてその高さ略々3 m 津浪は漸く之を超えて，熊野川に沿つて朔上り河口より約 4km 上流の高岡迄達した程度であり人家に損害を與へるには至らなかつた。津浪來襲のときにあたり河口近くの川原にゐた2人の男が津浪の來襲を知り川上へ向つて川原を走つたが始め津浪の前面と少くとも 1000m の間隔があつたがものの 100m 乃至 200m も走らないうちに既に浪が追付いて2人共浪の中に卷込まれ1名は死に1名は重傷を負つたことが目撃せられた。川原を走つたため人の走る速度は可なり遲かつたと考へられるのでここでの津浪の前進の速度は 20m/s 位であつたらうと思はれる。新宮市に於ては此の報文で問題としてゐる地域，卽ち，志摩半島の南岸及び紀伊半島の東岸の地域の他の何れの地域にも見られなかつた地震による災害が極めて著るしく現れたのであつたが之については後に一括して述べることとする。

新宮市以南は海岸線再び屈曲に富み津浪による災害も亦從つて少くなかつた。ここより勝浦迄の津浪の高さは第6圖に示されてゐる。圖に見られるごとく新宮市より宇久井村迄は津浪の高さもおほむね3m足らずで被害はなく僅かに浸水家屋を生じた程度である。

那智町，字那智及び天滿の海岸は津浪により夥しい災害を蒙つた。那智灣の海岸には安政の津浪の後で造られたと傳へられる浪除けの堤防が砂濱の上 2m 位の高さでつくられてゐる。那智驛のあたりでは此堤防の高さは海面上略々 3,5mであり浪は之を超えて驛に進入した。丁度此の時下り列車が停車中であつたが驛長の處置により旅客は既て背後の山に避難した後であり又浪の高さもプラツトホームの上 20cm に止つたため災害を被

第 6 圖　新宮勝浦間の津浪の高さ

らなかつたのは幸であつた。那智驛での浪の高さは 6m であつたこととなる，之等海岸の堤防を驛北方 2 ケ所で欠潰しながら乘越え更に鐵道線路を約 1.5m の高さで乘越えた浪は驛の背後に展開してゐる平地へと奔入した。このあたりは驛より 2m 位低くなつてをり更に南へ次第に傾斜してゐたのでここに流入した水はそのまま南東の那智川の方へ流れ去つて行つた。水深はほぼ 50～60cm の程度であつたために流失家屋は生じてゐない。第 7 圖は那智驛より 50m 背後の東西方向の道路に沿ふ家屋に印せられてゐた津浪の跡を sketch したものである。之によれば海水は川の流れの如く水平面と略ゝ 10° 位の傾をなして背後の低地に向つて一方的に流入して行つた様子がうかがはれる。一方那智川を溯上つた津浪は第 6 圖に (a) と記した所迄達したことが認められた。古記錄によれば安政の津浪のときには津浪は (b) と記した所迄さかのぼつたと傳へられてゐる。(b) は (a) よりも更に 1000m の上流にあたり，高さの差は地圖より推定すれば數 m 位であらうと思はれる。

第 7 圖　津浪の跡の傾斜を示す圖

字天滿の部落に來襲してきた津浪についても略ゝ同樣のことがいへる。天滿驛では驛長の詳しい觀察が行はれたのでここにその談話をそのまま引用する。

13 時 35 分に新宮方向に地鳴をきき地震を感じた。38 分迄強震がつづいた。しばらくして驛から見て水平線と海岸との 40% 位手前の所で海が 1m 位高くなつてゐるのに氣づき津浪の來襲を知つた。此の時は既に當天滿驛を 13 時 43 分に發車した列車が那智驛構内に停車してゐた故津浪の來襲を氣付いたのは 46 分であると思ふ。來襲してくる津浪の前面は白波が卷込むやうにして進んでくるやうに思つたがやがて海岸に上陸し

浪の高さも 2~3m に上り，驛の前面 60m 許りの所にある堤防（高さ 3m）を 1m の高さで乘越えた。之と殆ど同時に線路が浸水してゐた。次で堤防を 2m の浪が越え，之で堤防3ヶ所缺潰した。その直後堤防の上に植ゑてある松(高さ 10m）の梢のみ波の上に現れてゐるのを認めた。そのときの家内の浸水1尺位であつたが間もなく大きな浪がグーツと上り大きた浪の壁がきたので避難した。

津浪來襲の時刻は，列車が丁度那智驛に到着した時ではなく，旣に到着して那智驛で旅客を全部避難させた後であるので 36 分よりは後，恐らくは5分位は經過してゐたであらうと思はれるので 50 分頃とするのが至當かも知れない。さうするとほぼ 15 分して津浪がきたこととなる。

天滿部落の前面の海岸沿ひには那智川に沿つて 2~3m の高さの堤防が築かれその上には防浪の松の木が亭々とそびえてゐた。この堤防を 2~3 ヶ所で缺潰した津浪は背面の水田を浸し，鐵道線路を浮かせながら鐵道築堤を乘越え天滿の部落へ奔入した。天滿の部落は驛北方は臺地をなしてをり，南は勝浦町へ向つて次第に低くなる地勢をなしてゐる。ここへ奔入してきた津浪は勝浦の方へ向つて流下して行つた。前記鐵道は天滿驛より勝浦驛手前の踏切迄の凡そ 1km の間浪のために枕木諸共浮上したが，浪が退いたあとでは上記二點を兩端として弓成りになつて水田の中へ置き去られてゐた（第 12 圖 (2) 及び (3)）弧の頂點のあたりでは舊の位置から 40~50m 位も距つてゐた。この狀態より察しても他の灣で普通に見られるやうに退き浪が强かつた形跡は全く認めることは出來ない。又水田の中には大小の石等が津浪と共に搬入散布せられたが，その周圍に沈澱してゐる砂の並び具合を手掛りとして流水の方向を追跡することが出來た。その結果からも海水が流れて行つた跡が明らかであり上に述べた事柄を實證することが出來る。

勝浦町．第 V 表に示されてゐるごとく和歌山縣下で津浪により最も大きな災害を被つた。併しここの災害の生じた模樣は他の場所の場合と全く異つてゐる。勝浦は勝浦灣奧に位した街であり地震後程經て灣内の水位增大して床上浸水の程度となつた。人々は驚いて背後の地域に逃れんとし，家を出んとして振り返つたとき，始めて津浪が天滿部落の方からも濁流となつて滔々と押しよせてきてゐることに氣付いたのであつた。この勝浦灣から上つてきた海水は地上 1~1.5m を浸した後直ちに退いたが天滿の方より來た海水は旣に浮上倒潰した家屋の解體材を浮べながらあたかも洪水による濁流の押寄せる如く流れ下つてきて通路に當つた家屋は浮遊物の衝突により極めて多く破潰せられるに至つた。第6圖に記入せられてゐる數字は他の圖面の場合と同樣津浪の海面からの高さを示すものであるが，特に天滿勝浦間で括弧の中にいれて示してある數字は地表から

の津浪の水深を示すものである。圖に見られるごとく，之等の海水の水深は地上1m乃至1.5m に過ぎないので，單に水嵩が增したのみであつたならば恐らくは流失倒潰家屋を生ずることはなかつたであらうと思はれる。このあたりで多數の倒潰家屋を生じたのは浮遊物の衝突による破壞力によるものと考へられる。從つて堅固なる建物の背後例へば勝浦驛南東の地域にあつた家屋は，堅固な驛の建物のため浮遊木材の流下が制止せられたため 1.5m 位の浸水は被つたが倒壞を免れてゐる。このやうな事からも上に述べた事實を證據立てることが出來る。勝浦港内には多數の發動機船が擱座してゐるのが見られたが津浪の高さは略々 3m 位であつたと思はれる。

第 8 圖　太地，浦神間の津浪の高さ

太地町．太地灣奥の太地町でも（第 8 圖）津浪による災害は可なりに著るしいものがあつた。街の前面には向島があつて街との間に 200～300m　の幅の海峽を距てて相對してゐる。津浪も向島を廻り太地の海岸へ寄せてきた時の高さは 2.5m であつたが海峽に侵入した浪は3～3.5mとなり南側から入つた浪と北側から入つた浪とは街の北部森浦へ通ずる道のあたりで出會ひ津浪の高さ 5m に及んでゐる。而もこの地域は平坦な 250m×200m 位の廣場となつてゐるため浪が退く時に多數の家屋を流失せしめてゐる。之に反し此所より少しく南では海岸のすぐ近く迄山が迫りその山の麓に沿つて家屋が 1 列に並んでゐるあたりでも津浪の高さ 3m，卽ち，殆ど軒の高さ迄の浸水があつたにも拘はらず家屋は流失をまぬがれてゐる。字森浦に於ても灣奥で 3.5m 卽ち家屋は軒迄浸水してゐるが流失を免れてゐる。

下里町．字下里に於ては津浪の高さ 3.5m 街も海面上可なりの高い所に建つてゐたため町の東側の低い水田に浸水したのみで川に沿つて上つてきた津浪は街に溢水するに至らなかつた。之に反して字浦神では浦神灣内の水位が灣奥程著るしく上昇し第 8 圖に見る如く　7.5m　にも達したので沿岸には流失家屋を生じた。併し幸ひにもこの沿岸には人家が小數であつたため被害家屋の數は小數に止つた。灣奥より 1/3 位の所浦神驛の對岸のあたりに小島があり國民學校が建つてゐて驛の正面から學校迄の間に人工の築堤が

つくられ長さ 80 間幅員 1 間の道路が出來てゐた。國民學校長の談話によれば津浪來襲の有様は次のやうであつた。

地震が激しかつたので大部分の生徒は教室を飛び出した。全校生徒を校庭に集め津浪來るべしと注意を與へた。其時最後尾の男生徒 3~4人海を見に行き海水が 20cm 程退いたと報告した。併しあとで考へるとその報告は間違ひで波のしぶきにより海水面より上がぬれてゐたのを見過つたのであつたらうと考へられるけれども，當時はそこまでは思ひ到らず津浪來襲の前徴であると判斷して直ちに生徒を歸宅せしめることとした。1年から 6年迄の 150 人の子供が幅員 1 間の道路を 2 列で走り去つて後 1~2 分で津浪は既に道路に上るのが認められた。海がふくれ上るやうにして津浪の徴候を沖(灣入口近く)に見てよりもう直ちに海水が路に上つてゐた。地震後 10 分して津浪が來襲したと思はれる。道路は滿潮面上 5 尺，津浪は 6~7 尺の厚さで之を越えた。第 1 回の浪が退いたとき道路は既に浪にさらはれてなくなつてゐた。

浦神より南では津浪の高さは 2m 位に止り被害はほとんど認められない。

潮岬. 潮岬での津浪の高さは僅に 1.5~2m で災害を及ぼす程に至らなかつた。併し津浪の來襲したことは海軍望樓の監視者により次のやうな觀察が行はれた。

時刻	記事	備考
13時45分	地震	2分間繼續
13時53分	津浪第1回來襲	この間で海水引く，海岸より 20~25m 海岸の小屋水につかつたが流れず，あまり大ならず
14時01分	津浪第2回來襲	中位
14時13分	津浪第3回來襲	此の時の退浪が大きく深さにして 6m 位，海岸より 40~50m 干いた，棧橋の脚が見えた。
14時27分	津浪第4回來襲	最大水面上 3m 上る。
14時43分	津浪第5回來襲	小さい
15時19分	津浪第6回來襲	小さい
15時20分	地震	

之によると津浪の高さ 3m，發震時に 10 分の違ひがあるので時計が進んでゐたと考へれば津浪到達迄に約 10 分，地震が起つた時刻をあとで氣付いて記したとすれば約 20 分を要したこととなる。

§ 4. 伊勢灣及び遠洲灘等の沿岸で認められた津浪

之等の地域での津浪の高さは極めて小さく，陸上に溢れた所も殆どない。從つて津浪

の來襲したことは僅かに檢潮儀の記錄又は特別な場合に認められたにすぎない。筆者の知り得た各場所での津浪の高さは次の表に示す如くである。

第 VI 表

伊勢灣，渥美灣，遠州灘及び駿河灣沿岸での津浪の高さ

場　　所	津浪の高さ	摘　　要
松坂	1.0m	檢潮儀
桑名	0.5	檢潮儀
師崎	0.5	檢潮儀
西浦	0.5	檢潮儀
福江	0.5	檢潮儀
舞坂	0.8	目測
御前崎	2.0	目測
淸水	—	目測
三島	1.1	檢潮儀
下田	2.0	目測
須崎	1.0	目測

§ 5.　津浪による災害と地形との關係

以上述べたごとく津浪の來襲の模樣は灣の形に支配せられること極めて大であり津浪の高さと灣の形との關係について昭和 8 年 3 月 3 日の三陸津浪のときに觀察せられた樣々な性質が今回の津浪の場合にも亦明瞭に見られたのは寧ろ當然のことといふべきであらう。而して家屋が流失するのは津浪の高さに關係することは勿論であるが，それと同時に海水流動の速度が重大な因子となることが充分にうかがはれた。例へば新鹿，賀田太地等流失家屋を生じた所は可なりの廣さの所に海水が溢れた所に限られてゐる。之は退浪に際し海水の流動速度が家屋を破壞流失させるに足る充分な大きさを持つためには或る廣さ以上の所に海水が湛へられることが必要であるからである。又勝浦の場合等に於ては勝浦の家屋を流失せしめた海水の流れの水深は多く見積つても道路の上高々 1.5～1.8m に過ぎなかつたと推定するに足る充分な材料があるにも拘はらず前に述べたやうな慘害を生ぜしめたのは海水が川のやうになつてその表面には天滿から運んできた幾多の浮遊物を浮べたまま而も可なりの流速を以て移動したためであると考へられる。之に反して新鹿村遊木，森浦及び太地町の一部等に見られた如く水深 2m を超えて軒先迄浸水する所となつても地形のため海水の急速な流動が止められた地域では家屋は流失を免れてゐるのが見られる。

§ 6.　震　　害

津浪による災害が甚大であつた地域での震害の狀況について簡單に1項を加へることとする。既に述べた如く志摩半島，紀伊半島の沿岸は多くは山が海岸の間近迄迫つてゐて，細泥の沈積により冲積層が厚く堆積して出來てゐると思はれるやうな海岸平野が發達してゐる所を見ない。云はばどこでも地盤は極めて强固であると考へ得られる。從つて筆者が踏査を行つた大多數の場所に於て震害は極めて僅少であつて殆ど數へ上げるに困難な位である。新宮市の震害を除けば，倒潰家屋1軒もなく，屋根の一部が崩れ，又は壁に龜裂を生じた程度のもの2,3が見られたにすぎない。この事は略ゝ同じ位の震央距離にある靜岡縣淸水市，袋井町附近又は愛知縣名古屋市南部等と較べて著るしい對象をなすものである。唯新宮市に於ては津浪による災害は殆ど皆無であつたのに反して次表のやうな災害を生じてゐる。之等の震害家屋の分布を調べるに街の西部にある千穗山の

第 Ⅶ 表
新宮の震害

住家全潰	住家半潰	浸水	死者	傷者	行衛不明
74	134	0	6	65	1

麓から50m程距つて山麓に平行に走つてゐる道路の兩側の家屋に震害が見られることに氣附かれる。現在の熊野川はここより西をほぼこの通りと平行しながら流れてゐるが之等震害の甚だしかつた道路のあたりは古い河筋にあたつてゐるのであるかも知れない。いづれにせよ新宮市は熊野川の河口三角州の上に發達した街であり，このやうな洪積層の上にたつてゐる街は紀伊半島の沿岸ではただ1つこの新宮市のみであるので，震害を蒙つたのも亦新宮市唯一つであつたとしてもその理由の全部は此所の地盤の狀態に基因すると考へれば少しも異とするに當らない。新宮市よりは震央距離寧ろ大である袋井町等の震害と較べれば[3] ここの震害も甚だしく輕微であるといふことも出來るであらう。袋井町の地盤は太田川の細泥による冲積層よりなるに反し新宮市の地盤をつくつてゐる土砂は熊野川の急流が運んできた粗い粒よりなるため震害の程度も異つてきたものと考へられる。

紀伊半島，志摩半島沿岸地域の諸町村の中唯新宮市のみが地震動によつて著るしい震害を被つてゐる所から東南海地震が誘因となつて丁度同時刻頃別な地震が熊野川河口附近に發生したのではないかとの推定が一部に唱へられたやうであるが，筆者の考へによれば震害分布の特異性から別な地震の發生を推定しようとすることは全くあやまりであり地盤と震害との關係について深い考慮が拂はれねばならないと云ひ得ると思はれる。

3) 宮村攝三　地震研究所彙報 24 (1946), 99.

志摩，紀伊兩半島の灣奥に僅に發達してゐる小平野は急峻な山が海に迫つてゐるので極めて淺い砂の層をもつに過ぎず厚い沖積層の上に立つ新宮市の地盤に較べ全く比較にならぬ程堅固な地盤をもつであらうので，それら小海岸平野にある諸町村に較べ新宮市にのみ特に著るしく震害が生じたといふ事に對しては少しも異とすべき事柄はないと斷じても全く差支へを生じないと考へられる。

§ 7. 地殼變動

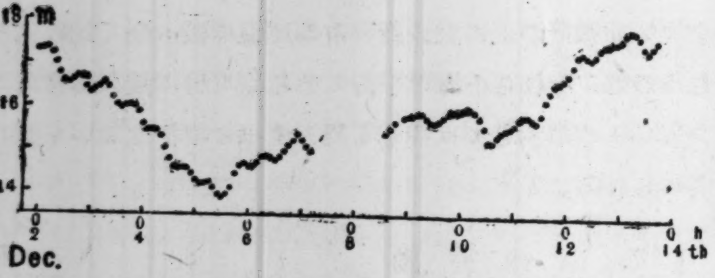
筆者が踏査を行つた地域の海岸では地震の前と後とで水位の變化が認められると告げられることが屢々であつた。今回のやうな大地震の場合には地震に伴つて廣範圍の地殼變動の生ずべきことは豫想せられる所であり地殼變動の見られた範圍と變動量とを知ることは津浪の發生とも密接に關係するので，集められた資料を一括して示せば第 VIII 表のやうになる。

第 VIII 表

海岸の昇降（＋隆起，－沈下）

場所	變動量	備考
	cm	
潮岬	—	
新宮	−30	干潮時に潮干かず
勝浦	−45	舟乘場滿潮時水面下へ沈むやうになる。
尾鷲	−20	埋立の所では −60cm の所あり
泊	−20	潮高し
新鹿	−30	潮高し
九鬼	−(30～50)	
松坂	−40	檢潮儀記錄
西浦	0	變化なし
福江	−20?	地盤下つたらしい
舞坂	—	—
御前崎	+30?	御前崎測候所談

之等の變動量を現はす數字の中充分に信頼するに足るものは松坂の檢潮儀記錄より得られた沈下量 40cm といふ數字だけである，而して檢潮塔の建設の有樣等から見て檢潮儀の据ゑられてゐた場所で settling のやうなものがあつたとは考へられないので此の數字は地盤の沈下といふ一般的現象をあらはすものと考へられる。ここから鳥羽の海岸で滿潮時の水位から數十糎の沈下が報告せられてゐるが 30～40cm の沈下があつたことは略々確實であらうと思はれる。紀伊半島勝浦附近でも少くとも 20～30cm の沈下があつたものと思はれる。潮岬では先の安政地震の場合には 1m 以上の隆起が生じたと推定せられてゐるけれども今回の地震では，少くとも隆起現象は認められなかつたといふこ



第9圖 地震前後に於ける西浦の潮位

とが出來るであらう。寧ろ幾分沈下したのではないかと思はれる。

渥美灣沿岸には所々に檢潮所があるので，若し數十糎に及ぶ變動が起れば檢潮儀記錄から變動量を求めることが出來るであらうと考へられたので西浦の記錄について地震の前後 10 日間の潮位の 25 時間平均をとり潮汐の影響をなるべく除いた結果を圖示すれば第9圖のやうになる。此の圖を見ても地震に伴つて 20~30cm 以上の昇降の現象がこの海岸で生じたとは考へ難いやうである。西浦のみでなく師崎，福江等に於ても檢潮儀の良好な記錄が得られてをり（第 11 圖）いづれの記錄にも地震動による mark も同時に記入せられてゐるが，例へば松坂の記錄に見られる如く，若し地殼變動が地震發生の直後に生ずるものであるとすればそのやうな意味での地殼變動は渥美灣の沿岸では全く起らなかつたといふことが出來る。大體に於てこのあたりでは地殼變動はほとんど生じなかつたと推定せらるべきであらうと思はれる。

遠州灘の沿岸では海岸の隆起が認められたことが報告せられた所もあるが不明瞭であつて確認し難い。

いづれにせよ今回の地震に伴つて生じた地殼變動は若しあつたとしても陸地の部分での變動量はあまり大きくはないため肉眼で認められる所では甚だ不正確であることを免れない。東海道及び紀伊半島の沿岸に沿ふ大規模な精密水準測量が實施せられ地殼變動の全貌が明らかにせられることを希望する次第である。

§ 8. 浪 源 の 推 定

多くの檢潮所に於て記錄された津浪の記錄が第 11 圖 1~14 に示されてゐる。之等は各縣廳の土木部，中央氣象臺及び其他の所の御好意により寫しが與へられたものであつて，夫々當局の方々に對して深く感謝するものである。元來檢潮儀の記錄に記入せられてゐる時刻及び記錄圓筒の回轉の一樣性は充分に正確であると期待することは一般には困難であり，從つて檢潮記錄から津浪の發現時刻を決定する場合にも 4~5 分の誤差を伴ふことは避けられないやうである。從つて地震後幾何の時間を經て津浪が到達したかを定める際にも此の程度の誤差を伴ふものである。三陸津浪の場合の如く津浪の到達す

る迄に少くとも 40~50 分を要した場合には, 3~4 分の誤差は必ずしもあまり大きな誤差とはならないかも知れないが, 此回の場合の如く僅かに 10~20 分位の所もある場合には數分の誤差が存在しては殆ど議論の材料とすることが出來なくなる。併し幸ひにも今回の地震は三陸地震の場合に比較すれば震央が陸地に近かつた爲に幾つかの檢潮儀の記錄には地震動によるマークも同時に記錄せられたものがあり從つて地震發生より津浪到達迄の時間は可なり正確に求めることが出來た。求められた値は第 IX 表(1)~(5)に示された通りである。此の他海岸の數ケの地點では, 測候所, 學校, 鐵道等の人々の

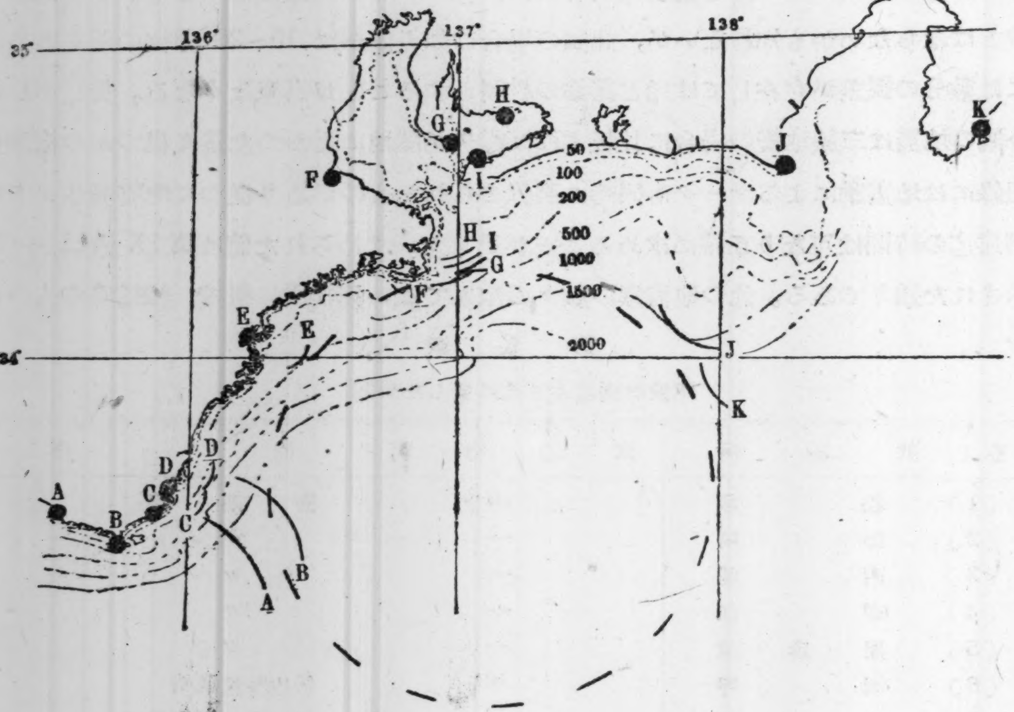
第 IX 表

津浪の到達する迄に要した時間

番號	場所	到達時間	備考
(1)	松坂	30分	檢潮儀
(2)	師崎	—	〃
(3)	西浦	—	〃
(4)	福江	—	〃
(5)	周參見	—	〃
(6)	潮岬	10	航空隊監視哨
(7)	浦神	10	國民學校長の觀察
(8)	天滿	10	驛長の觀測
(9)	尾鷲	—	土木出張所觀測
(10)	御前崎	—	測候所の觀測
(11)	下田	—	越川氏の觀測

注意深い觀察により, 又は當時設置せられてゐた軍關係の海岸監視哨の人々による監視等により津浪到達の時刻を相當正確に知ることの出來た場所がある。之等から津浪が海岸に到達する迄に要した時間を推定すれば第 IX 表 (6)~(11) のやうになる。此の値は檢潮儀記錄より求められた値に較べれば精度は劣るであらうが, それでも相當に信用するに價ひする數値を與へてゐると考へ得るであらう。

今假にこの表に擧げた各地點を夫々出發點として, 地震發生と同時に津浪と同じ性質を有する長波がここから沖へ向つて進んで行つたとする時, 夫々の觀測點について津浪が到着する迄に要したと等しい時間が經過した瞬間に各觀測點を出發した津浪が到達してゐる波面を求めることは出來る。此のやうにして求められた假想の波面は第10圖に夫々の地點に對應する記號を附して短い曲線で示されてゐる。之等の波面の位置を算出するにあたり第1に問題となるのは津浪の進行速度であり, ことに檢潮儀の設置せられてゐる地點の近くの水深の淺い海を傳播する時の速度分布が如何樣であるかといふことである。併し之等津浪の速度の詳細な吟味は後の機會に論ずる事として, ここでは單に津浪の速度 v は $v=\sqrt{gh}$ (玆に h は海の深さ)できまるものと考へ海圖から各場所々々の



第 10 圖　津浪の走時より推定される浪源の位置

深さ h を求めて速度を計算した。この v を用ひて，第10圖の波面 A, B, ‥, F が畫かれたのであるから，今之等の波面の包絡線を求めればそこから津浪が出發したと考へられる地域の境界線が得られる。この線は第 10 圖に破線を以て畫かれてゐる如くほぼ一の圓となる。此の圓で圍まれる地域は直徑略々 200km の擴がりをもつたものとなるが，津浪の全勢力がこの圓に圍まれる全地域内から送り出されたものかどうかについては俄かに結論を導くわけには行かずその意味からは之を浪源と呼ぶことは出來ない。併しながらこの圓は少くともこの地域の周邊から津浪が出發したとすれば夫々の觀測點に到達する迄に要する時間は觀測された値と略々一致するのであるから，津浪を送り出したと考へられる地域の周邊を界するものであると考へることは出來る譯である。そのやうな意味で假りにこの圓で圍まれる地域を浪源と呼ぶこととする。浪源の大きさは三陸地震について宮部博士[4] が求められた場合には直徑 600km の地域となつてをり，今回のは之にくらべれば可なりに小さいといひ得る。而して今回の津浪の週期について各觀測點で觀測せられた値は第 X 表の如くであり，この中和歌山の檢潮儀は津浪の始まりの時は時計が停止たため第 1 波の週期不明，潮岬は目測によるものであるので除外し檢潮儀の記錄より第1波の週期を求めれば30分となる。浪源の附近での海の深さを大略3000m

4) N. MIYABE, *Bull. Earhq. Res. Inst. Suppl.* I, (1934), 112.

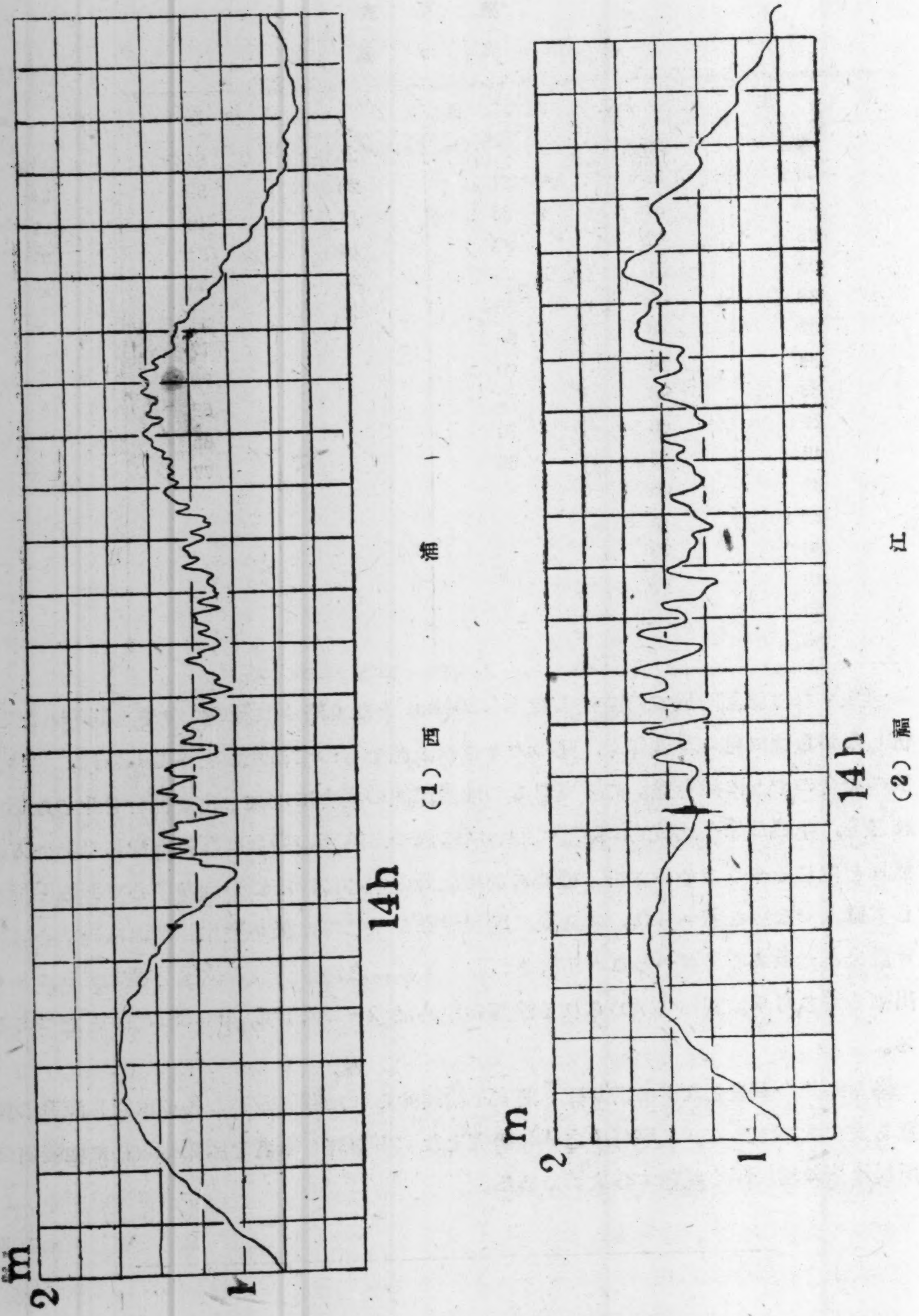
第 X 表

津浪の週期

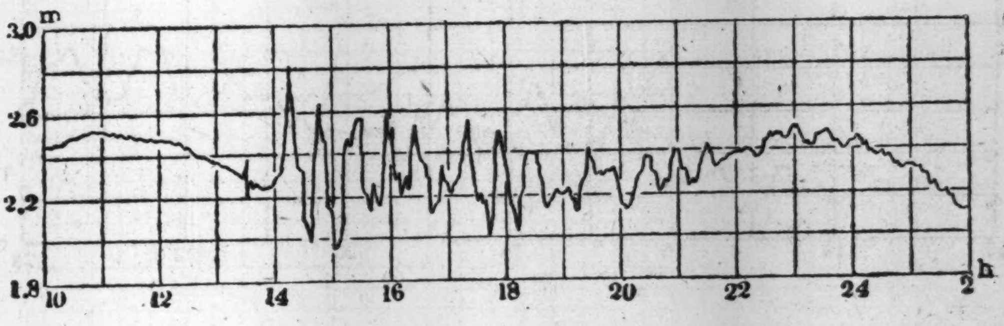
師崎	福江	西浦	三島	和歌山	潮岬
32分	29分	27分	25分	61分	08分
36	37	34	20	59	12
33	34	32	15	40	14
28	42	39	15	38	16
29	34	40	25	35	36
28	38	35	20	41	
32	40	50		77	
33	44	70		70	
33	62	72		62	
27	65	70		65	
42	65	68		77	
31	65				
32	75				
30	70				
40	70				
35					
30					

と推定すれば浪源附近での波長 L は L≒300km となり略々浪源の大きさと同等となる。併しながら圖に見られる如く，此の大きさの浪源をもつてゐたと考へることは，三陸津浪の場合のやうに沖合遙かに震央をもつ地震津浪の場合には大した不都合を生じないけれども，今回の如く比較的に陸地に近い所に起つた地震の場合になると少しく考へ方に無理を生じるやうである。併し概略に於て浪源の中心はほぼこの圓の中心であると推察して過りでないと考へられ，又海底に地殼變動が生じて津浪が發生した地域の中心は略々震央と一致すると考へることが許されるとすれば之から震央の位置を推定することも出來るであらう。圖から求められる浪源の中心は $\lambda=137.1°E$, $\varphi=33.7°N$ となつてゐる。

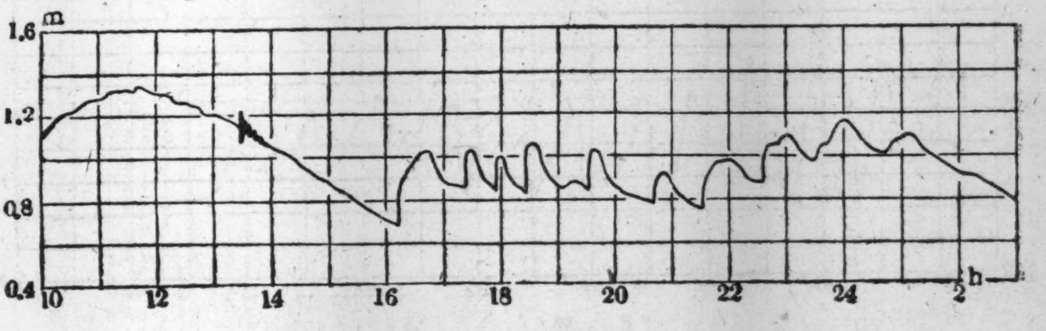
終りに此の調査をなすに當り種々便宜を給與せられた關係當局の各位に對し深甚の謝意を表す次第である。又戰時中之等の研究をなす事を許し筆者を激勵せられた地震研究所長津屋教授に厚く感謝する次第である。



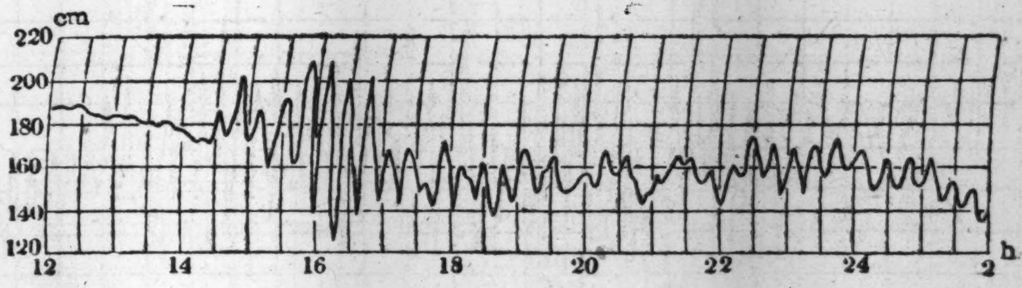
第 11 圖 検潮儀記録



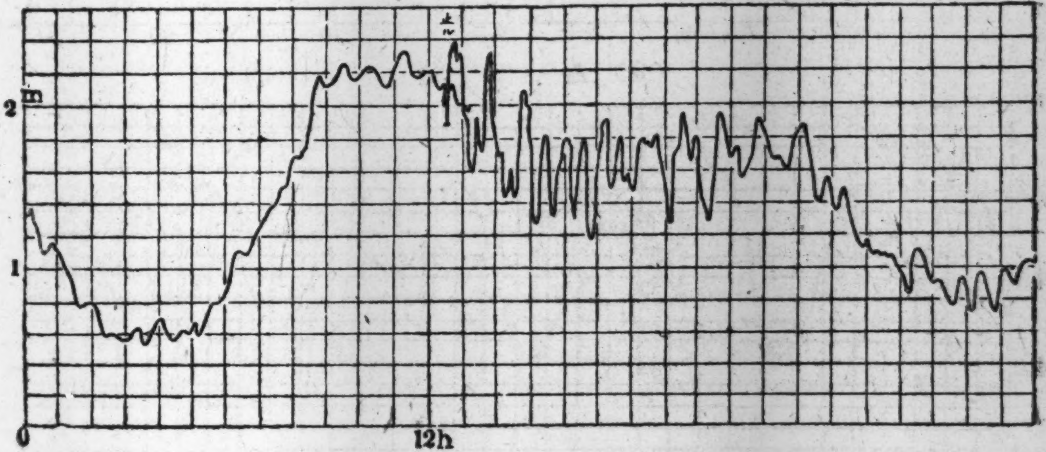
（3） 師　　崎



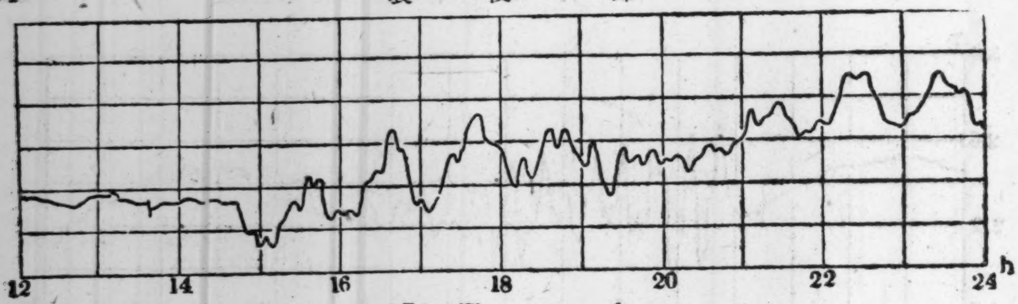
（4） 八　ツ　屋



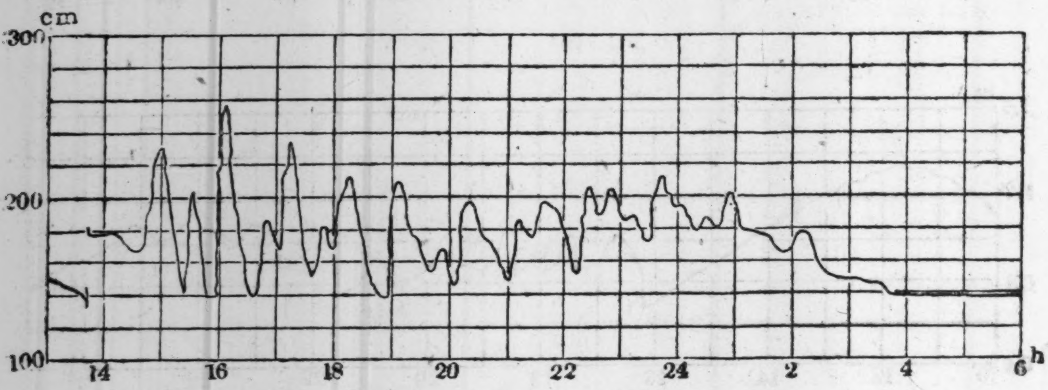
（5） 下　　津



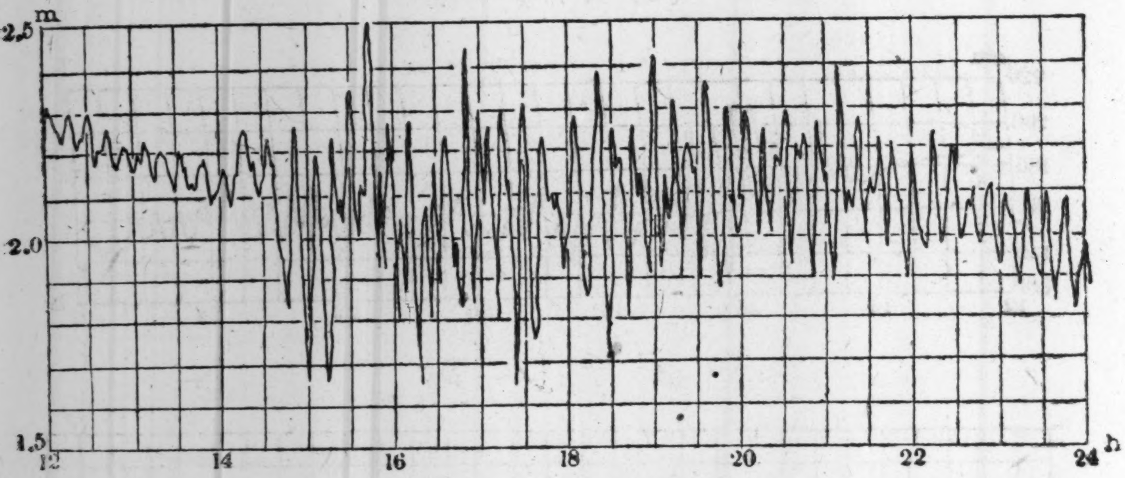
（6） 和　歌　山　（第 11 圖つづき）



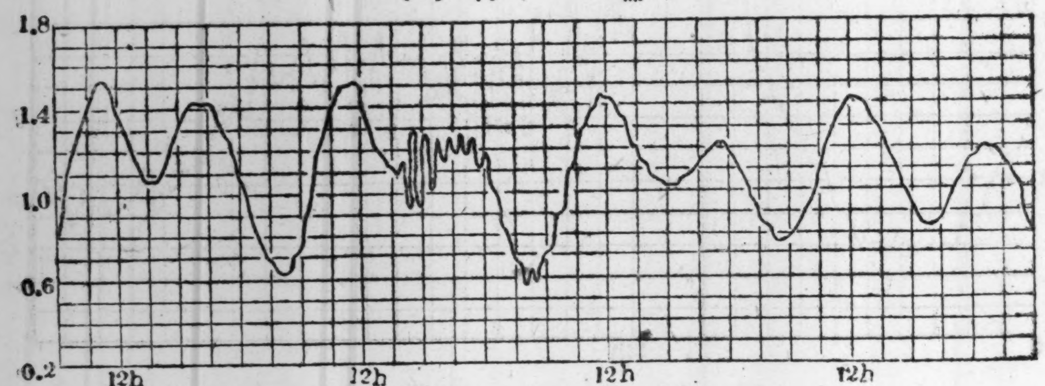
(7) 洲 本



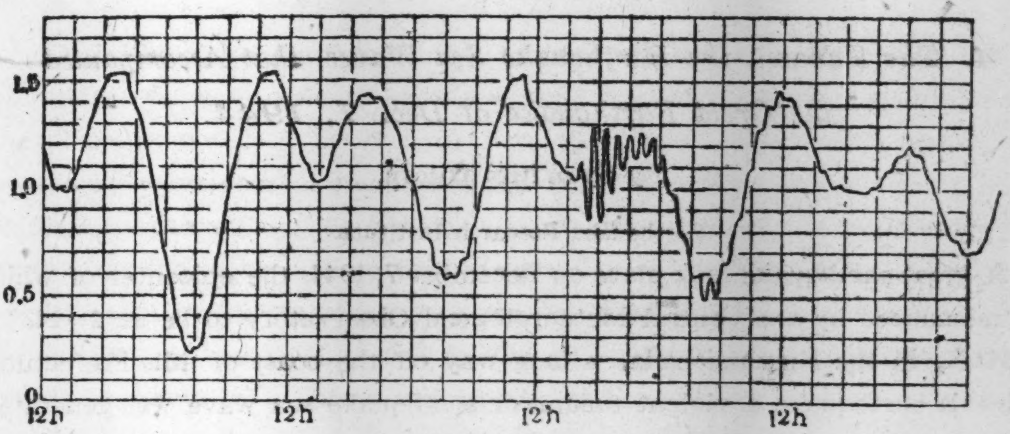
(8) 松 阪



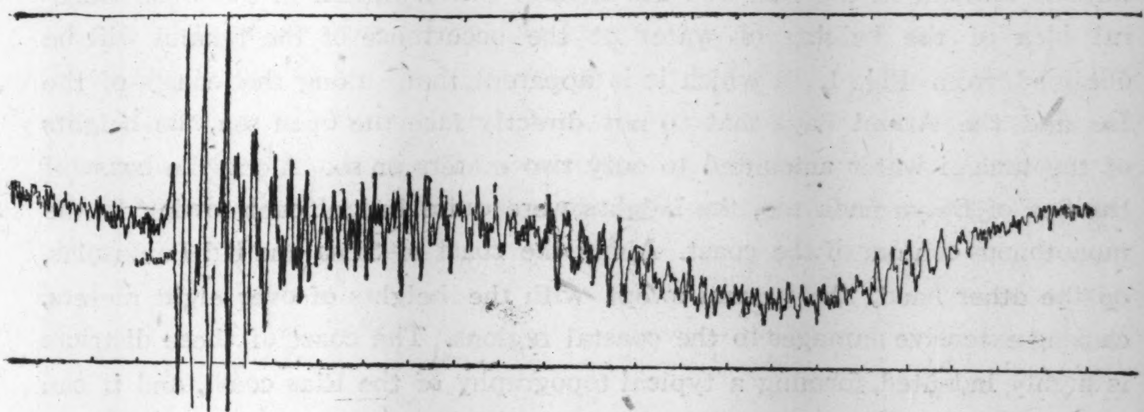
(9) 内 浦



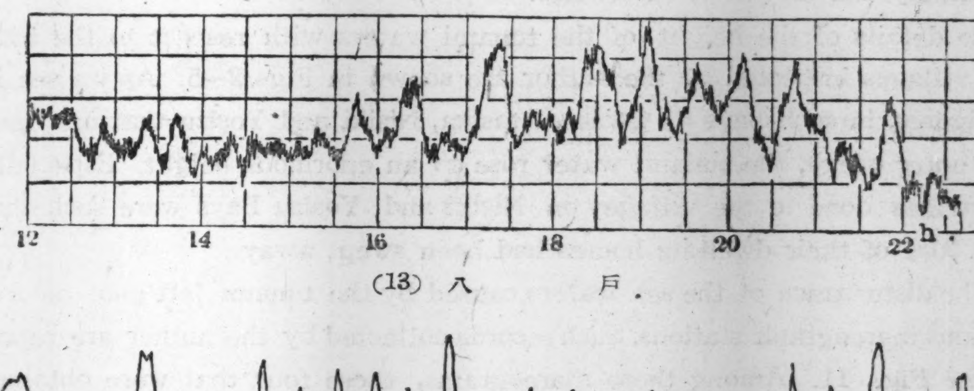
(10) 東京明石町 (第11圖つづき)



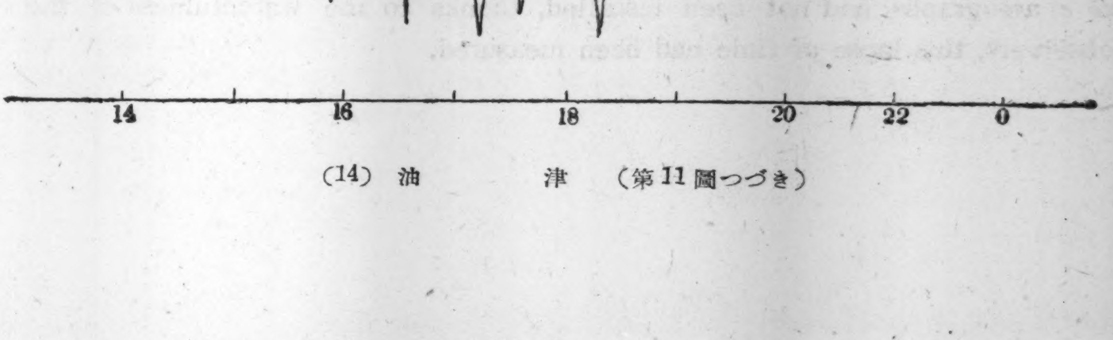
(11) 東京港第三臺場



(12) 布　　良



(13) 八　　戸



(14) 油　　津　(第11圖つづき)

4. *The Tunami, the Earthquake Sea Waves, that Accompanied the Great Earthquake of Dec. 7, 1944.*

By Syun'itirô OMOTE,

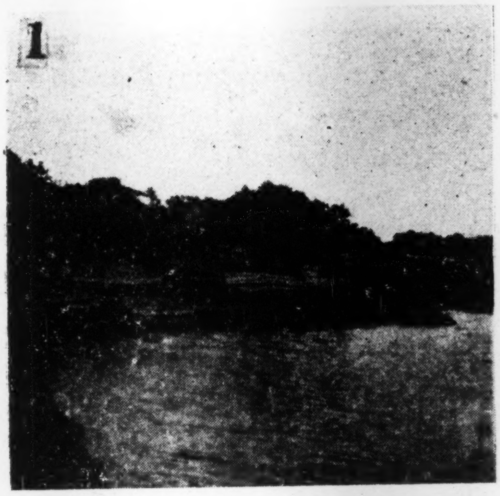
Earthquake Research Institute.

1). A great earthquake took place on December 7, 1944, the epicenter of which was announced by the Central Meteorological Observatory to be at $\lambda=143°$ E, $\varphi=34°$ N, in the Kumano-nada, a long way off the coast of Mie Prefecture. With this earthquake a violent tunami or earthquake sea wave was generated, and its effect was noticed in unusually high tides that occurred as far as Simoda harbour in the east and thd cape of Siwonomisaki in the west. General idea of the heights of water at the occurrence of the tunami will be obtained from Fig. 1, in which it is apparent that, along the coasts of the Ise and the Atumi Bays that do not directly face the open sea, the heights of the tunami water amounted to only two meters or so. Along the coast of the Sea of Ensyu-nada too, the heights were quite insignificant, owing to the monotonous contour of the coast. Along the coast of Sima and Kii Peninsulas, on the other hand, the tunami swept with the heights of over eight meters, causing extensive damages to the coastal regions. The coast of these districts is highly indented, forming a typical topography of the Rias coast, and it can safely be said that the unusual heights of the tunami waves along this coast were largely due to this circumstance.

The details of the height of the tunami waters with respect to the individual villages inspected by the author are shown in Figs. 2~5. As we see in these figures, in such bays as Owase, Atasika, Nisiki and Yosizu that are open to the outer ocean, the tunami water rose to an enormous height. Especially the damages done to the villages on Nisiki and Yosizu Bays were such that almost 90% of their dwelling houses had been swept away.

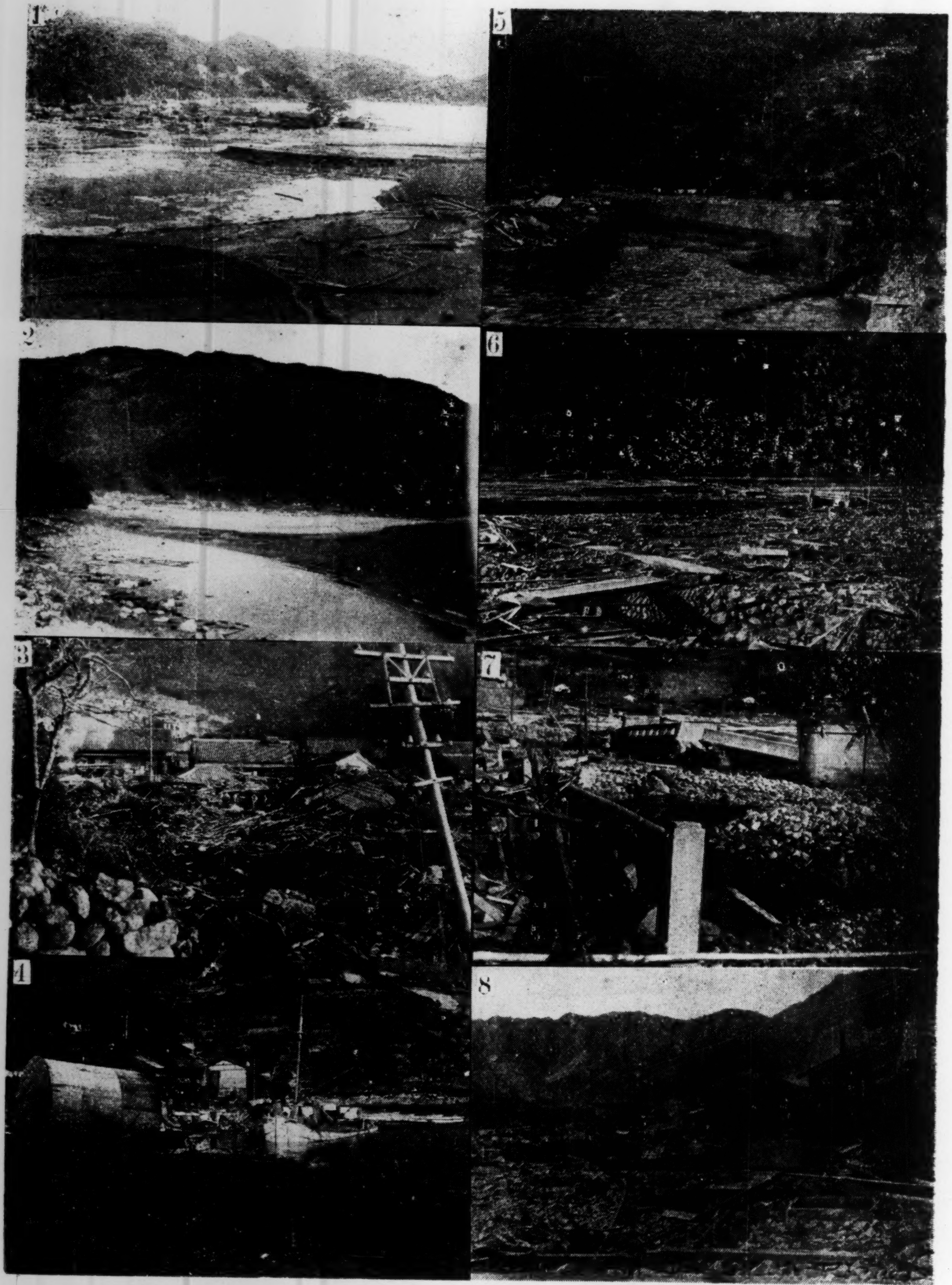
2). The disturbance of the sea-waters caused by the tunami left goot records at various mareograph stations. Such records collected by the author are reproduced in Fig. 11. Among these mareograms, those four that were obtained by the stations that happened to be near the epicenter recorded clear by the beginning of the tunami as well as the disturbance of waters due to the earthquake motions. So it was easy to know from these mareograms the length of time that had elapsed between the occurrence of the earthquake and the arrival of the tunami at the station. Moreover, even in some stations where mareographs had not been installed, thanks to the watchfulness of the observers, this lapse of time had been measured.

From the mareographic records or from the data offered by the wa chful observers we were able to know the time needed by tunami waves to reach the places denoted A, B, ···, F in Fig. 10. Then, taking each station as an imaginary wave-source, and imagining that the tunami waves start from this point into the offing, we obtain a curve representing the imaginary wave-front after the la se of time that is equal to the observed travel time needed by the actual waves to reach each station. These curves are shown by small curves denoted as A, B, ···, F in Fig. 10. The enveloping circle to these curves is shown by a dotted line in Fig. 10, and has a diameter of ab ut 300 km. It will be a problem for further discussion whether or not the area that is enclosed by the dotted line would represent the true boundary of the origin of the disturbance from which the tunami started. If we take the velocity V of the tunami to be $V=\sqrt{gh}$, where is the depth of the ocean and has the value of s me, 3000 meters, the wave length of the tunami wave having the period of 30 minutes will be calculated at 300 km, which is of nearly the same value as the linear dimension of the area of the source of the tunami.



(震研彙報 第二十四號 圖版 表)

第12圖 (1) 太地町
(2) 天滿驛より勝浦を望む
(3) 勝浦
(4) 浦神
(5) 大泊村
(6) 尾鷲町



第12圖（つづき）

（1） 泊村大泊の全景

（2） 新鹿村新鹿を南より見る

（3） 新　　鹿

（4） 二木島の重油タンク（現場より三丁流る）

（5） 二木島國民學校跡

（6） 賀田中央より古河橋の慘狀

（7） 賀田古河橋

（8） 北輪内村三木里

5. 深　溝　斷　層

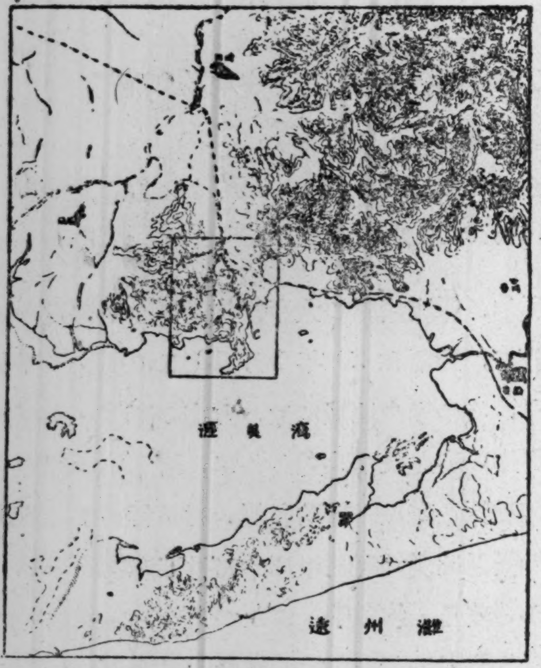
（昭和20年1月13日三河地震の際現れた一地震斷層）

地震研究所　津　屋　弘　逵

（昭和21年6月20日受理）

昭和19年12月7日に和歌山，三重，愛知，靜岡諸縣の太平洋岸を襲つた津波を伴ふ强震（所謂東南海地震）の後一ケ月餘を經て，翌昭和20年1月13日に愛知縣渥美灣附近に局部的强震（所謂三河地震）が起り，その震央地域には，人畜の死傷，家屋の倒壞及び破損等の被害があつた他に，渥美灣岸の隆起及び沈降と共に，著しい地變の一つとして地震斷層が生じた。本所の萩原尊禮教授，表俊一郎助教授一行が行つた同地震直後の調査によつて明かにされた通り，此の斷層は愛知縣額田郡幸田村深溝を略中軸とし，略東西に走る北翼と南北に走る南翼とから成る「鈎の手」になつた珍しい斷層である。筆者は同月末の數日間行つた地質學的野外觀察によつて此の斷層の主要部を確認し，これを深溝斷層と呼ぶことゝした。本文はその觀察結果の大要である。東南海地震及び三河地震は共に地震の研究に對して價値の少くない種々の新しい材料を提供したと思はれるものであるが，折惡しく今次の戰爭が愈々烈しくなつた時期に起つたので，その委しい調査研究を行ふ自由が得られなかつた上に，戰禍のためにその資料が散逸し或は消滅したのは誠に殘念であり，今後もなほ努めて此の兩地震に關して正確な資料を蒐め，更めて檢討してみる必要があらう。玆に記述する深溝斷層についても，筆者の觀察はまだ十分でないので，次の機會に更に地質的考察を加へたいと思つてゐる。

深溝斷層附近の地形及び地質の概要　今回の三河地震の震央地域は東海道線の蒲郡驛と幸田驛との間の西側に當たり（第1圖），額田郡幸田村及び寶飯郡形原町を中心として更にそれに隣接する額田郡豐坂村，寶飯郡西浦村，幡豆郡幡豆村等の一部に跨がる。此の地域は矢作古川の沖積平原，蒲郡・幸田兩驛間の東海道線路の通ずる谷及び渥美灣北岸によつて限られる山地の一部で，同山地の最高部を成す三ケ根山（海拔319～331m）を含む。深溝斷層は此の三ケ根山の北及び東麓を取卷いてゐる。後節に述べる樣に此の山地は古生代の變成岩類及び花崗岩によつて構成されるので，最高300m餘の高度ではあるが，一般に浸蝕の進んだ地形を示す。即ち，形原町，西浦村及び幡豆村の渥美灣沿岸地帶を占める花崗岩山地は最高100m餘の丸味を帶びた丘陵或は臺地であり，それに圍まれる三ケ根山及びその西方に續く變成岩山地は數多くの谷によつて肢節に分かたれ，至る所に鋭い山稜と急傾斜の山腹とを示してゐる（第2圖）。



第1圖 深溝斷層の位置を示す圖

三ヶ根山塊を切る谷の中で最も著しいものは深溝からその西方の逆川及宮迫を經て幡豆郡横須賀に通ずる東西の谷である。その北側には深溝斷層北翼の通ずる谷及び桐山の谷が在り，何れも短いものであるが略東西に平行してゐる。また蒲郡・幸田間の東海道線の通ずる平地は蒲郡北側の山塊から三ヶ根山塊を切離してゐる著しい谷間に當たる。其他，渥美灣岸に開口する數條の谷が在るが，深溝から形原に至る深溝斷層南翼の通ずる谷を除いては特に注目されるものはない。これらの谷の走向は同地域の變成岩類の走向に對しては殆ど無關係で，むしろ後者に斜交し時には直交する。而して，七萬五千分ノ一地質圖（豐橋圖幅）によると，その主なる谷は變成岩類を切る斷層線に當つてゐる構造線谷である。然し現在，谷は何れも冲積堆積物で深く埋まり，谷底の平らなU字形の斷面を示し，谷底浸蝕，堆積作用の何れも殆ど行はれない勾配の極めてゆるい河流を有するのみである。

本地域を含む山地の北及び西側には，矢作川及びその支流によつて作られた廣い冲積平地と河口三角洲とが發達してゐるが，地域内には山間の谷と渥美灣岸の形原，西浦，幡豆等の入江とにいくつかの狹い平地が見られるのみである。而もこれらの平地の大部分は傾斜の可成り急な扇狀地の地形を示してゐる。また比較的廣い谷に臨む山脚の先には高さ 10m 内外の段丘が在るが，その分布は斷片的であり，段丘面は至つて狹いものである。海岸は，入江の奥を縁取る砂濱を除けば，形原から南方に突出する西浦の半島，東幡豆及び西幡豆の岬等何れも大部分斷崖によつて圍まれて居り，海岸段丘，海蝕棚等の著しい發達は認められないが，形原の海岸には介殼層を挾む高さ 3m 内外の砂層の小段丘が僅かに殘る所がある。

要するに地形的に見ると，深溝斷層附近の大部分は古い浸蝕山地で，地形發達史上最近の地塊運動或は其他の局部的地盤運動に與つた形跡を示さず，深溝斷層自身が本來の活斷層であつたと認められる地形的特徴も見られない。

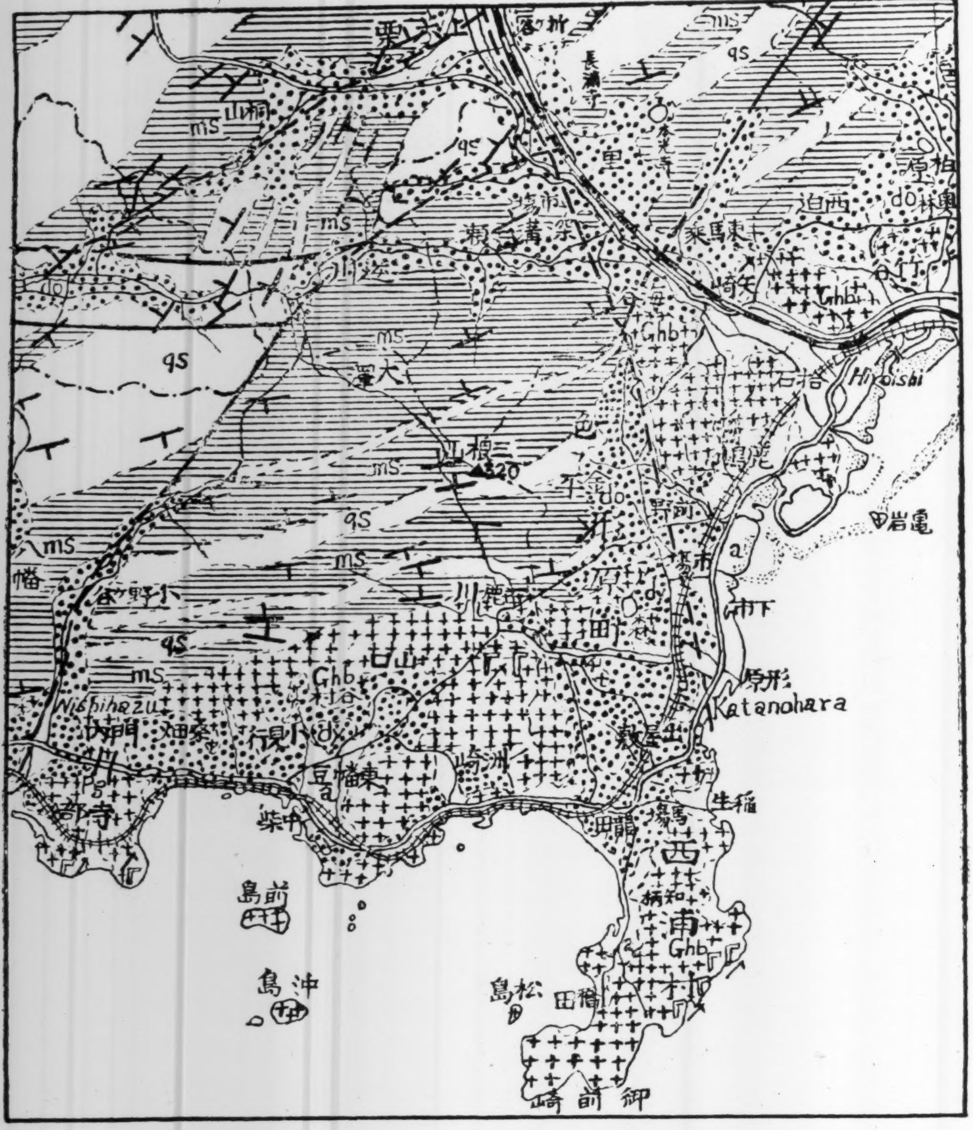
深溝斷層附近の地質は，七萬五千分ノ一地質圖（豐橋）及び同說明書によると，領家

第2圖　深溝斷層及び附近の地形圖（斷層線兩側の數字は本文中の斷層説明番號）

變成岩類，花崗岩類，更新層及び現世層に分たれる。同斷層線に沿う狹い區域內で筆者が觀察したこれらの岩石類及び地層について說明すれば大要次の通りである（第3圖）。

本地域の所謂領家變成岩類は三ケ根山を初めとしてその北及び西方に連なる山地に廣く分布し，主として雲母片岩とその間に挾まる石英片岩とから成り，一般に層理と殆ど完全に一致する明瞭な片理構造を示す。その片理の走向は概して北東南西で，また傾斜は北西或は南東に向ひ，殆ど水平から垂直までの變化を示すが，多くの場所では30°～50°であるか或は 50°～70° である。傾斜方向の變化から推定されるその褶曲は 1～2 km の波長を有するものゝやうであるが，その上に更に小さい褶曲が重なつて居る。所々の露出で斜褶曲背の斜或は向斜構造が認められる。またしばしば同岩類は花崗岩，ペグマタイト等の屢々貫入を受けて居り，貫入片麻岩と呼ぶことのできる部分を伴う。

顯微鏡下で觀察すると，雲母片岩は主として石英，黑雲母及び白雲母から成り，その他に斜長石，珪線石，電氣石，磁鐵鑛等を含み，片岩に特有な平行構造を示す。また石



第3圖　深溝斷層附近地質略圖（七萬五千分ノ一地質圖豐橋圖幅による）
ms：雲母片岩，qs：石英片岩，Ghb：片狀閃雲花崗岩，Pg：ペグマタイト，do：礫及岩屑，dy：砂及粘土，a：砂礫及粘土

英片岩は主として石英から成り，少量の正長石，斜長石，黑雲母及び白雲母を雜へ，更に黑雲母，白雲母，柘榴石，磁鐵鑛等を主とする薄い黑色帶を挾み，片理方向の縞狀構造を示すのが一般である。壓碎構造や雲母の彎曲，石英の波動消光など壓力に因る變形はどの岩石にも認められない。

花崗岩類は片狀閃雲花崗岩と名付けられてゐるものを主とし，アプライト，ペグマタイト等を伴い，三ヶ根山の東及び南麓から西浦半島及びその西方の渥美灣岸一帶の丘陵地に厚さ數米の風化表土を被つて分布する。筆者が觀察した深溝斷層線に近い所に露出

する花崗岩には，然し著しい片理は發達せず，普通一般の花崗岩と大した見掛上の相違はなく，たゞ有色鑛物の配列に多少の平行性が認められるのみである。またその色，結晶粒の大いさ，鑛物組成等は狹い範圍內でも場所によつて大いに異なり，同岩の著しい不均質性を示してゐる。その二三の標本について觀察した結果の大要は次の通りである。

形原町の北方，一色部落東方丘陵の西側路傍に露出する花崗岩は灰白色，中乃至粗粒で，石英及び長石から成る白地の間に主として黑雲母の薄片が多少平行的に連なり，黑い縞を作る。顯微鏡下で見ると，此の岩石は主として石英，正長石，斜長石及び黑雲母から成り，それに綠色角閃石，褐簾石，風信子鑛，燐灰石，磁鐵鑛等を伴う。角閃石は石英及び長石の中に包まれる小結晶として見出されるのみである。斜長石と正長石との境界にはミルメカイト構造が發達する。

形原町地內の出屋敷及び稻生附近の臺地狀丘陵を構成する岩石は中乃至粗粒で，石英及び長石を主とする無色鑛物と黑雲母及び角閃石を主とする有色鑛物とを略等量か或は後者を稍多量に有し，灰色乃至暗灰色である。而して，無色鑛物と有色鑛物とは多少平行的に交互に縞狀に竝び，片麻岩狀構造を示す傾向が比較的著しい。また此の岩石にはしばしば優黑岩質の部分が岩脈狀に挾まり，更にこれを貫くペグマタイト脈も見られる。顯微鏡下で見ると，此の岩石は斜長石，石英，黑雲母及び綠色角閃石を主とし，正長石，二次的絹雲母，褐簾石，風信子鑛，燐灰石，磁鐵鑛等を伴う。黑雲母と角閃石とは略等量に含まれる。無色鑛物の中では斜長石が最も多く且つ大きく發達し，石英はむしろ斜長石結晶の間隙を充す比較的小粒の結晶として存在し，正長石は斜長石及び石英結晶の間隙に稀に認められるのみである。かゝる鑛物組成及び構造から見ると，此の岩石は花崗岩といふよりむしろ片狀英雲閃綠岩と呼ばれてゐる類のものであらう。幸田村海谷に近い深溝斷層線東側にも，これと全く同じ鑛物構成の岩石が在るが，著しく細粒で平行構造を缺く。七萬五千分ノ一地質圖說明書によると，片狀英雲閃綠岩と細粒英雲閃綠岩とは貫入時代を異にするといふが，筆者の觀察した範圍の兩岩は同一岩體の異相のやうである。

上記火成岩類は雲母片岩及び石英片岩を主とする變成岩層中に層々貫入して居り，後者の片理に平行に貫入接觸する所が見られるが，後に述べるやうに，深溝斷層線上では兩岩類は明瞭な斷層で境されてゐる。

更新層は本地域內の谷に沿つて，山地の麓に分布する段丘堆積物で，新古の二層に分たれ，深溝斷層附近では，深溝，東乘馬及び矢崎附近，形原町背後の山地の下等に比較的よく發達する。古更新層と呼ばれるものは變成岩類，花崗岩類等の岩屑及び礫層を主

とし，それに砂及び粘土層を挾み，現在の海面からの高さ約 40m，上面の幅約 50m 以内の狹い段丘を形造つてゐる，渥美灣岸に近い花崗岩丘陵には，此の段丘と略同じ高さに平坦面が在り，古更新層堆積當時の浸蝕面を表はすものと考へられる。新更新層は同じく砂礫及び粘土から成り，現在の海面からの高さ約 20m 内外の所に低い段丘を造ることもあるが，むしろその表面は緩い傾斜をもつて沖積面に續くことが多い。

以上の說明から判るやうに，深溝斷層附近の地質は比較的簡單である。その地質構造も豐橋北方，設樂地方からの連續で，本地域のみの特異性を示さない。七萬五千分ノ一地質圖に示されてゐる本地域の斷層線については，筆者はその實在を一々確めるに十分な野外調査を行はなかつたが，觀察できた限りで云へば，今回現れた深溝地震斷層の走向に略一致してゐる斷層線の存在は疑ひなく，其他では深溝の遙か西方の宮迫の谷を少くとも一本の地質的斷層が東西方向に走り，また宮迫から北東方に桐山に向つて他の地質的斷層が走ることも確かである。之等の斷層を主とするいくつかの構造線によつて，本地域は數個の地塊に分たれ，その各地塊毎に變成岩層の走向及び傾斜の角度を異にしまた雲母片岩と石英片岩との分布の割合を異にする。即ち變成岩層に北 60°～70° 東の走向が優る地塊と北 30°～50° 東の走向が優る地塊との區別があり，また波長の短かい褶曲構造を示す地塊と傾斜度の大きい單斜構造或は波長の比較的長い褶曲構造を示す地塊との區別が見られる。また地塊を境する斷層近くの變域岩層に走向及び傾斜の亂れが認められる所もある。

深溝斷層の兩側について見ると，先づその北翼の東西に走る所には同方向に谷が連なり，山地を南北に分かつてゐる。その北側の山地の西半部では，變成岩層が一樣に北 50° 東の走向と南東へ 50°～60° の傾斜とを示し，東半部では北 25°～30° 東の走向と北西へ約 60°の傾斜とを示す。此の兩部の境は東西の谷の分水界附近に在り，變成岩層に走向北 80°西，傾斜北 20°といふやうな異常を伴つてゐるが，單なる向斜軸に當たるか或は一つの斷層であるか明かでない。谷の南側の山地の西部，即ち逆川と宮迫との間では，石英片岩質の部分の多い變成岩層が北 45°東の走向をもつて北西或は南東に 55°～75° 傾斜し，少くとも各二回の背斜及び向斜を造る。それに對し逆川以東では，變成岩層は略一樣に北 70°東の走向をもつて北西に 60°～70° 傾斜する。此の東西兩部の境界は七萬五千分ノ一地質圖に示されてゐる逆川を經て北東南西方向に走る斷層線に當たるものゝ樣である。同圖には此の斷層線の北東延長が深溝斷層北翼の通る東西方向の谷の東部を斜めに切るやうに表されてゐるが，此の谷に沿う東西方向の斷層即ち深溝斷層が地質的に存在すると考へなければならない。深溝斷層が南北の走向をとる部分の北部即ち深溝部落附近では，同斷層線の西側は逆川方面から續く走向北 70° 東，傾斜北西

60°～70°の變成岩層であり，北側は東海道鐵道線路の通る谷の沖積層及び更新層であつて，同斷層の位置に南北方向の地質的斷層があるかどうか明かでない。然し同部落から南方の形原町一色部落に至る間の峠附近では，變成岩類と花崗岩類とが深溝斷層のそれぞれ西側と東側とに分かたれ，明かな斷層をもつて接觸する。此の峠附近から南方形原町地內では，深溝斷層は更新層及び沖積層の上を通り，地質的斷層に直接關係づけられない。七萬五千分ノ一地質圖上に示されてゐる形原町を通る南北の斷層線は深溝斷層に略一致するものである。たゞ同圖上では深溝から一色に越へる峠附近に，變成岩層と花崗岩との境を北東に走る他の一斷層線が示されてゐるが，深溝斷層線自身が形原町地內から直線的に北上せず，此の變成岩層と花崗岩との境に沿つて北東側に稍彎曲してゐるのであり，而も此の彎曲は此の部分の深溝斷層が西方に比較的緩く傾斜する衝上斷層であることから表面的に現れてゐるものである。

深溝斷層の觀察　筆者は宮迫の北方山腹から深溝を經て形原町海岸に至る間に現れた地震斷層を追跡觀察した。その要點を第2圖上に示されてゐる番號順に說明する。

〔1〕 宮迫から桐山に通ずる山道の峠から北側に約200m降つた所で，谷間の水田に北 80° 西の方向に走る「モグラもち」狀の土の盛上がりが現れ，その北側は南側に對して僅かに凹み且つ傾き水溜りになつてゐる。谷を挾む東西側の尾根には北側落ちの明瞭な地割れが現れ，その線上に當る松の樹は根こぎにされて傾き或は倒れた。此の谷間と尾根との地變の線は一線に連なり，尾根では谷間よりも北方に出張つて，南方に 60°～70° の傾きをもつ衝上斷層面の地表への現れであることを示す。道路上では北落約30cmの垂直變位が認られたが，水平移動は殆ど認められなかつた。

此の第一地點に現れた地變は深溝斷層北翼の殆ど西端に近い部分を表はすものである。卽ち同斷層が此の地點より更に西方に遠く續くとすれば，宮迫から桐山に通ずる本道上のどこかに現はれる筈であるが，その峠附近に二三の崖崩れがあつたのみで，同斷層の表れと認められる地變は見られなかつた。從つて深溝斷層線の一端は此の第一地點附近で事實上消滅してゐるに相違ない。宮迫部落地內の谷の南側，更新層斜面の畑に東西方向の地割れが在り，また附近の山腹に崖崩れも見られたが，これらは深溝斷層の續きと見られる性質のものではない。

〔2〕 標高 207m の山地の北側で，北方に派出する數條の尾根の山脚とその間に挾まる谷とを連續的に橫切る斷層が現れた。その走向は全體として略東西，傾斜は南方へ 70°內外であり，北側は南側に對して 1m 內外落ちて居り，明かな衝上斷層の性狀を示す。從つて細かく見ると，その地表に現れた斷層線は山脚を切る所では北方に出張り，谷間を切る所では南方に凹み，きれいな波狀線を畫く。斷層が山脚を切る所では，石英片岩及び雲母片岩に約 1m の垂直變位が現れてゐる。然し水平變位は殆ど認められなかつた。更にその地點附近で氣付かれたことは，斷層線が山脚を切る所には殆ど例外なく山稜線に折點が見られることである。卽ち急傾

斜をもつて北方に下る山脚の稜線は斷層線の所で急に緩傾斜或は殆ど水平に近くなり，一つの明かな階段狀地形を表はしてゐる。これは深溝斷層線によつて代表される地質的斷層の存在を示す地形の一つと考へられる。

〔3〕 此の地點では前地點と同じく略南北に向ふ谷と山脚とを横切る斷層地割れが續いてゐるが，その一つの谷間の水田上に北落約 1.5m で水平變位を殆ど伴わない喰違ひが北 70°東の走向をもつて現れ，またその西側に隣る尾根の上には石英片岩上に東西又は北 60°東に向ふ北落ちの階段上割目が生じた。

〔4〕 前記地點から第四地點まで數百米の間，斷層は東西方向の谷に沿つて，その南側の雜木に蔽はれた斜面に北落ちの衝上斷層の形で續く。その斷層線北側の谷間の水田は傾き，半分程干上がつてゐた。第四地點は此の谷と逆川に降る同じく東西方向の谷との分水界に當たる峠である。その峠の切通しには走向北 50°東，傾斜南東 60°の雲母片岩層が露出して居り，斷層は峠の南側近くの山腹斜面上に北落ちの喰違ひ地割れとして現れてゐた。

〔5〕 前記の峠を東に降ると，斷層は谷間の水田上に出で，峠近くでは併ほ水田の著しい北向きの傾きとして現れたのみであるが，東に行くに從つて漸次明かな地割れの他に，約 1m に達する北落ちの垂直變位を伴ひ第地點の峠近くでは用水池の南半部を干上がらせた（第4圖）。然しその間でも，はつきりと切斷された斷層面は地表には現れず，たゞ隆起した側に連續的或は雁行狀の地割れが生じそれに沿つて地面の一部が陷落した側に傾き下り，階段狀の土堤を築いてゐるのみである。卽ちこれは衝上斷層が柔軟な水田地面では地割れを伴う撓曲に終つてゐることを示すもので，その斷層面は勿論地割れの面に在るものでなく，折曲つて傾いた地面と陷込んだ地面との交はる線に當つてゐるに相違ない。第四地點，卽ち逆川に降る谷と深溝に向つて東に降る谷との分水界に當る峠では，切通しの北側には新鮮な雲母片岩層が露出し，走向北60° 東及び傾斜南東 45°或は走向北 80°西及び傾斜北東 20°を示してゐるが，南側には同岩の粘土化した部分に斷層の通過を示す新しい崖崩れが生じた。

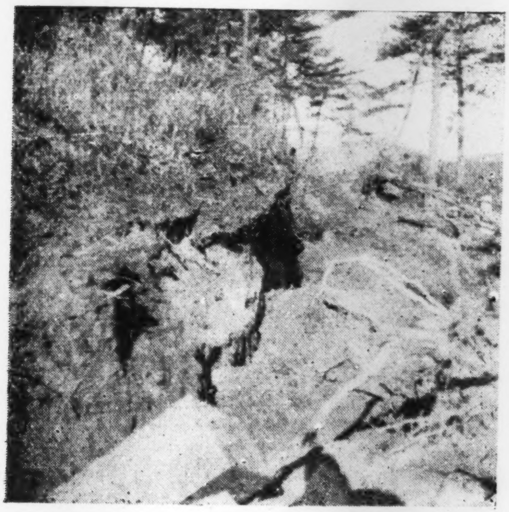
〔6〕 前記地點の峠の東側では，斷層は再び谷間に出で，水田の地面に甚だしい撓曲を起し，ためにその南半部は斜めに持ち上げられて南側の谷壁と化した（第5圖）。更に東に降ると，谷間の水田の中央を縦（北 80°）西に貫いて北落最大約 1m の垂直變位を有する斷層が直線的に續き第六地點で用水池を二分してその南半を干上がらせ，その東側の堰堤の略中央を切斷した此の用水池と前記の第五地點との間の水田上に現れた斷層形跡は第五，第四兩地點間のそれと略同樣で，地割れを伴ふ撓曲を主とし，斷層面を露してはゐない。水田の畦や稻の切株の列などは斷層上の地割れを境として水平方向に 30～50cm の喰違ひ（南側が北側に對して東方に移動）を示す所があるが（第6圖），また殆ど横ずれしてゐない所も少くない。用水池では斷層は干上がつて乾土となつた部分と水溜りとして殘る部分との境邊りを通る筈であるが，そこには地割れも切り立つた崖もできず，極く緩な斜面ができたのみである。池の東側で斷層は堰堤を略直角方向に横切り，その上端の路面に南側が反對側に對して隆起し且つ東方に横ずれしたや

第 4 圖

第 5 圖

第 6 圖

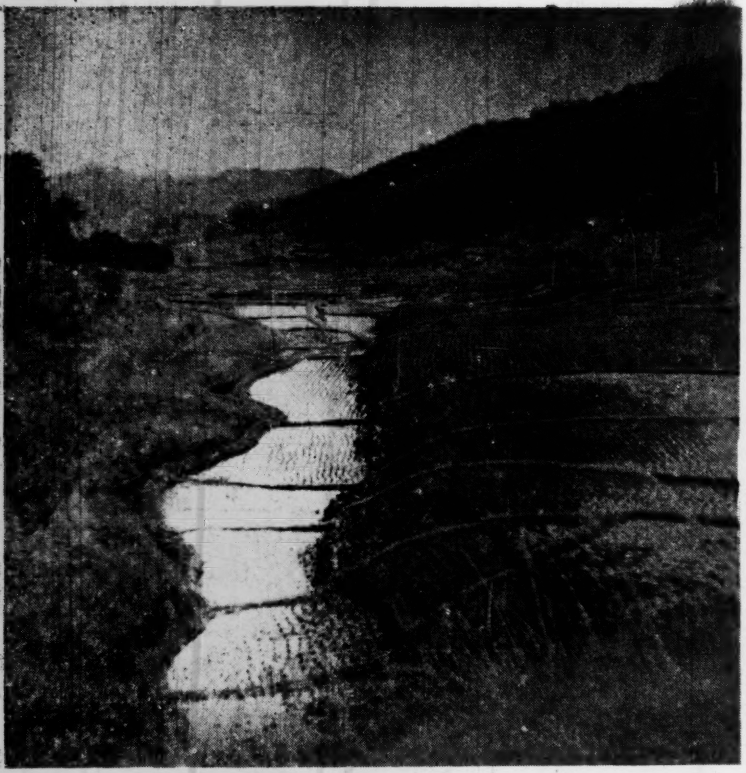
第 7 圖



第 8 圖

第 9 圖

第4～9圖　深溝斷層上の地表變位を示す寫眞（本文參照）



第 10 圖　深溝斷層の變位を示す斷層崖の寫眞

うな，水平，垂直共に數十糎の變位が現れたが，單なる撓曲ではつきりした地割を伴つてゐない。

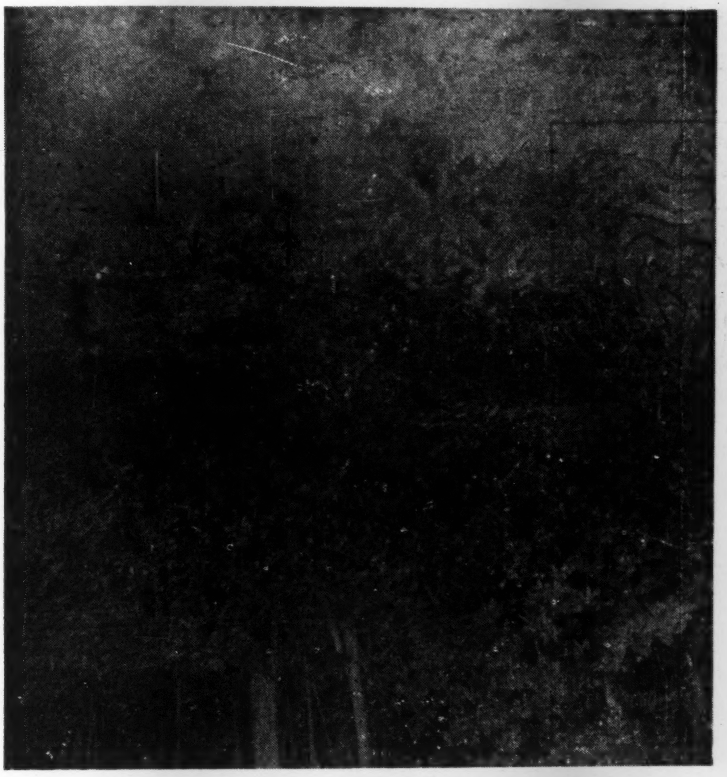
〔7〕上記堰堤を横切る斷層は更に東方に約 300m の間水田上に現れ，第七地點で谷の南側の山地に入る。此の間の水田上の斷層形跡は深溝斷層全線を通じて地形的に最も明瞭である（第 10 圖）。即ちこゝでは北落ち最大 2m 餘に達する上下の喰違ひが生じ，斷層線の南側は反對側に對して著しく高まつた段丘を形造つた。然し斷層面は斷層崖として現れず，地表には隆起した側と沈下した側との間數米の幅をもつて數條の地割れを伴う撓曲及び階段狀の地崩れに終つてゐる。水田の畦には水平方向の喰違ひも見られ，少くとも見掛上では南側の東方への相對的移動 1.3m にも達した所がある。第七地點で谷の南側の山地に入つた斷層は數條の山脚とそれを相距てる小谷を交互に横斷しつゝ，略東西から南 70°東に走向を變じて次の第八地點に達する。此の間，谷間の水田或は畑では，斷層は最大 2m に達する上下の喰違（第 7 圖）を伴う地割，撓曲等として現れ，山脚の斜面上では，硬い片岩の單なるひび割れ或は表土の崩壊に終つてゐる所が少くない。然し斷層線は山脚部では出張り，谷間では凹んで，衝上斷層の形跡を示すことに變りはない。

〔8〕此の地點附近で，斷層は依然連續的に南 70°東の方向に進み，墓地内に多少風化した雲母片岩層を切つて，北落最大約 2m の斷崖として現れた（第 8 圖）。而して此の斷崖の面は略垂直或は多少上に突き出て衝上斷層の狀態を表してゐた。尙，そこに露出する雲母片岩層は走向北 10°西及び傾斜西 30°の一つの古い斷層によつて切られて居り，その西側では走向北 40°東及び傾斜北東 60°を，また東側では走向北 55°〜70°東及び傾斜南東 45°或は約 90°の變化を示す。

〔9〕前記墓地の所から更に南東 70°の方向に，斷層は二條の谷筋の田畑上に落差 1〜2m の喰違ひとして，またその間の山脚斜面上には赤土を切る地割れ及び崩壊として現れ，次いで第九地點で古更新層の段丘を斜めに切る。先づこの段丘北端では，竹籔地内に南 70°東の方向

に最大落差 2mの喰違ひが生じ，その線に沿つて南側の地面は北側の地面上に押しかぶさるやうに突き出ると共に膨れ上がつた。そのため此の膨れ上がつた部分には多くの地割れが生じ，立つてゐた竹は倒れ或は傾いた。また斷層の北側近くに立つてゐた竹は南側から押しかぶさつた地面によつて押し曲げられたり，根元が斷層に深く喰込んだりした。このやうな有様は小規模ながら南側から北側への押被せ斷層の形跡を明かに表はしてゐるものである。

此の竹籔の南方では段丘上の畑に上る道路の切割りに，斷層の横斷面が明かに認められた。(第 11 圖)。卽ちこゝでは，斷層は南 75°東の方向に道路を横切り，路面に北落約 2m の喰違ひとして現れるのみでなく，その左右兩側の切取面に，段丘砂礫層を切つて傾斜 15°~20° の



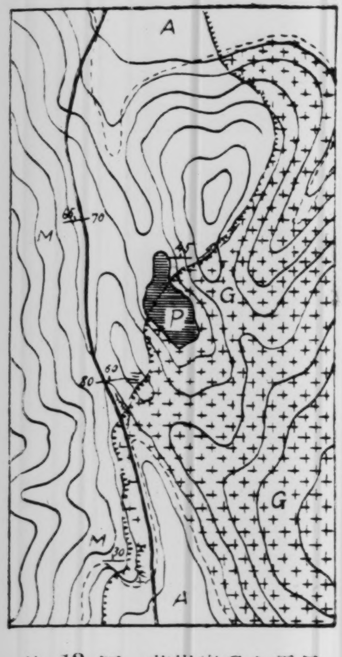
第 11 圖　古更新層を切る深溝斷層の寫眞(矢印は變位の方向)

緩かな衝上斷層を表はす割目として現れた。然し斷層の横ずれはこゝでも殆ど認められなかつた。その約 500 m 東南方では，斷層は深溝國民學校門前で道路を横切り，同校敷地の北東隅に南東方向の地割れ，「モグラもち」狀の土の盛上がり等として現れ，その上に跨がつてゐた管ての奉安殿を破壞した。これが斷層線上に在つた建物で最も北のものである。

〔10〕 深溝國民學校敷地の北東隅を斜めに横切つた斷層の續きは同敷地の東側を境する段丘崖の下部に現れた。而して斷層は學校敷地上では倘南 80°東の走向をとりその延長に當たる段丘崖下の畑地上に同方向の地割れの數條が見られたが，斷層の繼續を表はす地割れ及び上下の喰違ひの線は段丘崖の斜面上で南東に轉向し，同崖に沿つて南進するに從つて，更に南 30°東乃至南 20°東となる。卽ち深溝斷層の一般的走向が略東西から略南北に轉ずる所は深溝國民學

校敷地東緣の段丘崖北部である。然のこの點で斷層の走向は急に直角に折れるのではなく，また東西及び南北方向の別々の二斷層の交はりを表はすのでもなく，雁行狀地割れの配列をとつて，東西から南北にむしろ徐々に轉向する。段丘崖の中程では斷層上に在つた神社の本殿は倒壞し，それを圍む土塀は東に傾き，且つ斷層の東側に跨がつてゐた部分は，落差1m以上の地面の喰違ひのため，土臺を失つて宙に浮いてゐた。然しその神社の拜殿を初め，その南方の段丘崖下の斷層東側に在る數戸の民家の建物は何れも倒壞せず，使用に耐へない程には傷められなかつた。段丘上の國民學校は二棟の略東西に長い平家建で，倒壞はしなかつたが，甚しく傾き且つ傷み，使用に耐へなくなつた。

〔11〕 上記の段丘崖下を出て第十一地點に至る約500mの間，斷層は略平坦な沖積地の水田及び畑の上に地割れ，東落約1mの撓曲等として現れ，南30°東から略南北に變ずる走向をもつて連なる。第十一地點で，斷層は海谷部落西側の高さ約50mの小丘の北側斜面を南20°東の方向に切る地割れとなる。その斷層面は露出してゐないが，東西兩側には夫々花崗岩類及び雲母片岩層が在り，此の兩者の境界に當たるものと考へられる。(第12圖)



第12圖　花崗岩Gと雲母片岩Mとの境界を成す深溝斷層(第2圖上の12地點)

〔12〕 上記小丘の東側中腹の急傾斜面に地割れ，地溝狀或は階段狀地崩れを造りつゝ，斷層は走向を南20°東から南北，南10°西，南50°西に順次に變じ，第十二地點で灌漑用水池を南30°西の方向に横切る。此の池の東岸に斷層の明瞭な露出が在り，その面は北30°東の走向をのつて北西へ55°傾斜し，南東側の花崗岩と北西側の雲母片岸との截然とした境界を表はす而して後者は前者の上に南東方に衝上げられたやうな動き方を示してゐる。然し横ずれは殆ど認みられない。斷層面に接する所の雲母片岩には同面に略平行の片理が發達するが，北西方に數米離れた所に露出するものには既に走向略東西，傾斜北55°の片理が見られる。從つて，花崗岩と雲母片岩層との境界に衝上斷層が生じ，それに近い部分の片岩の片理は斷層面に略平行に轉じてゐるものと考へられる。然し，斷層面は摩擦角礫や粘土等は殆ど挾まれてゐないが，多少風化せられて古く見えるので，既に以前から存在し，今回再び動いたものに相違ない。斷層面に平行な雲母片岩の片理も今回新しく生じたものでなく，古い斷層運動の結果として以前から在つたものであらう。

用水池の西で斷層は小規模の地崩れを起し，池と深溝から形原町一色方面に通ずる街道とを距てる土堤狀の丘の東側を約100mの間，連續的な地割れとして南に走つて後，南35°西に走向を轉じて此の丘及び街道を斜めに横切る。道路上には東落數十糎の段違ひが現れ，その東側

の切取面には崩壊が起つたが，道路の水平移動は殆ど認められなかつた。

〔13〕 此の地點附近では，斷層は上記道路西側に沿う緩斜面上を地割れ及び東落 0.5〜1m の段違ひの形で約 250m の間正南に續き，その線上の松の木のみを美事に押倒した。

その南方には，西方の山地から派出する山脚の末端に當つて風化花崗岩の高さ約 10m の斷崖が在り，斷層は此の崖の上緣背後に南 40°西方向に長い樋狀の溝として現れ，東側の花崗岩と西側の雲母片岩層とを境してゐる。而してその一部には兩岩を境する傾斜 15°〜20° の低角度衝上斷層面が露はれ，それに沿つて最近動いた形跡を明かに示してゐる。斷層西側の片岩層は風化してゐるが，略東西の走向と北 30°の傾斜を示す。

斷層線は更に衝上斷層の徑路を示して，一旦南 80°西，東西及び北西方向に轉じつゝ上記の山脚を横切つて後，一色部落西側の更新砂層から成る低い段丘及び沖積地の水田及び畑の上を南進する。またその間の所々に，古更新層と考へられる砂礫層の比高 10m 內外の段丘が出張つて居り，斷層線はその先端近くを僅かに横切るか或はその先端の崖下を通る。斷層に沿つて最大 2m 內外の東落の喰違は單純な地割れと共に撓曲，階段狀變位などの形で至る所に現れたが，明瞭な横ずれはどこにも見當らなかつた。また斷層に跨がる建物の多くは完全に倒壊し，或は極度に傾いたが，それを外れた建物の多くは比較的輕微な損傷で濟んで居り，例へば一色部落の一寺院境內で斷層上の松の大木は根元を拂はれて東方に倒れたが，その傍の鐘樓は斷層の東側に接するに拘らず傾いたのみであり，またその近在の本堂，側堂，庫裡等は大した損傷を被らなかつた。

〔14〕 此の地點で，斷層線は南北から南 20°東，更に南 40°東と轉向し，比高數米の古更新層段丘の東側崖下を通つて，形原町に通ずる南北方向の街道を斜めに横切る。此の道路では斷層による横ずれは殆ど認められなかつたが，その傍の麥畑上では約 1m の東落の喰違ひの他に麥の畝に東側が西側に對して南東に約 0.5m 横ずれしたらしい變位が認みられた。此の横ずれは斷層線に直角に動いた場合に現れる見掛けのものと逆の方向であるから，少くとも此の地點附近での實際の水平移動の方向を示すものと考へられる。同地の段丘の切通しの崖には殆ど水平或は東方に僅かに傾く段丘砂礫層が露出し，それを切る數條の新しい割目が殆ど垂直方向に平行に通つてゐるが，斷層は認められない。

〔15〕 上記の地點から道路東側に沿つて畑及び民家の下を約 200m 南下して後，斷層は再び同じ道路を西南方に横切り，更に約 300m 南下し，第十五地點で三度同じ道路を東南方に横切る。而して此の地點で斷層の走向が一旦著しく變り，これまでの略南北方向から徐々に半圓を畫いて東西となり，更に北 60°東となつて畑の上を北東に約 300m 進む。然しその間では，斷層の繼續は多少の雁行狀割目を伴う地面の膨らみ，傾斜等として認められるのみで，明瞭な段違ひとしては現れない。その略中間に當つて，斷層線の東側二ケ所に，肥溜めに使はれる丸い瓶が土中に埋められて在り，一ケ所では二箇が何れも北 75°西の方向を長軸とする楕圓形に壓潰されて壊れ，他の一ケ所では 3 個が潰され，一個が地面から約 10cm 程浮上つてゐた。

〔16〕 此の地點附近で，斷層の走向は北 60°東から再び徐々に半圓を畫いて，順次東西，南東，南北と變じ，更にガソリン車軌道を南 20°西方向に横切つて，形原町の町内北端の天滿神社境内に向ふ。此の間の斷層は東落 1m 内外の明瞭な上下の喰違として現れた。

〔17〕 斷層は天滿神社の境内から形原町内の人家の下及び畑を南 20°東方向に殆ど直線的に進むが，主として地面の著しい膨らみ或は傾斜として現れたのみである。(第 9 圖)從つて同線に跨がる石垣，塀等の崩れた所があり，家屋は傾いたり，土臺の東部が宙に浮いたりしたが，倒壞したものは少ない。

〔18〕 最後に斷層は此の地點附近で海岸を切り渥美灣底に入るものゝやうである。然しその海岸では，護岸堤防に割目の生じた所があつた他には，斷層の明瞭な形跡は認められなかつた。また此の邊から西方の海岸は確かに隆起して居り，此の隆起は恐らく斷層線が海岸に出る地點から始まるにちがひないが，その點を肉眼的に定めることもできなかつた。

深溝斷層の特徴及びその解釋　上記第一乃至第十九地點は筆者の觀察した深溝斷層の主要部であり．渥美灣底に入る部分を除いて，事實上その全範圍と考へられ，延長 9km 餘に達する。從來報告されてゐる多くの地震斷層に比較して，此の斷層は長さの點では特に珍しいものではないが，その他の點で注目すべき特性を具へるものである。上記の觀察から同斷層の主要な性質を要約して擧げると次の通りである。

1. 深溝斷層は全線に亙つて直線的徑路をとらず，深溝に於て北翼の略東西から南翼の略南北方向へと殆ど直角に曲がる。加ふるに，その南翼は中央に於て更に S 字狀曲線を畫く。

2. 同斷層は南西側を上盤とする衝上斷層で，地表では最大 2m の北東側の相對的沈下として現れる。その南翼は西側の約 50cm 以上の相對的北方移動を，北翼は南側の最大 1m 内外の相對的東方移動を示す所がある。然し多くの場合，それは單なる見掛上の變位と考へられるもので，實際に水平移動があつたとすれば，上盤をなす南西側の地塊が三ケ根山の中央方面から北東方向にずり上つた結果である。

3. 斷層面は山地の硬い岩石を切る所では 50°以上の急傾斜を，また比較的軟かい更新層や風化土を切る所では 15°～20° の緩斜面を示す。地下深く通ずる實際の斷層面はどこでも恐らく 50°以上の急傾斜で，地表面近くの軟かい地層を切る所でのみ押被せ式の緩傾斜となるものと考へられる。斷層面は沖積地や段丘堆積物などの上では實際に地表に現れず，單なる地割れや階段狀地崩れなどを伴う撓曲として或は地面の捲込んだ押被せに終る。何れにしても，斷層の走向が殆ど直角に曲つてゐるので，その面が一續きの平面でない事は明かで，北翼では南方に南翼では西方に，夫々傾斜して下窄みの三ケ根山地塊を形造るものと考へられる。

4. 斷層南翼中央部の著しく曲る所では，地面は殆ど平坦であるから，此の曲りは一

つの平面的の衝上斷層面と地表面との交りの線によつて畫かれるものではない。斷層面が此の線に從つて曲折すると考へれば問題はないが，此の部分に西方から出張る花崗岩丘陵を深く埋める厚い更新層及び冲積層が在つて，實際には第十六地點から直線的に南進する筈の斷層が軟い之等の地層中のみで局部的に特に緩傾斜衝上斷層となり，そのため東方に約250m程ずれて第十七乃至第十九地點の線に現れたとも考へられる。第十六，十七地點間で斷層の連續が主として雁行狀の地割れの形で現れてゐる事實は此の意味で特に注目される。

5.　深溝斷層線は北部では走向及び傾斜を異にする片岩層の，中部では片岩層と花崗岩との夫々境界に當たり，また南部では西側山地の麓から舌狀に突出する段丘の先端を連ねて，新更新層及び冲積層上を通る。深溝斷層線兩側の片岩層間に同斷層に相當する古い地質的斷層が在る事は實際の露出では確められなかつたが，兩側の片岩層の走向及び傾斜の系統的な相違から推定される。また同線上の片岩層と花崗岩との境界には古い地質的斷層が露出で實際に觀察される。從つて深溝斷層はそれと殆ど同位置に在る古い地質的斷層の少くとも一部分が再び地表に現れたもので，同斷層によつて境される三根ヨ地塊の北東方向への衝上運動に伴つて若返つたものと考へられる。此の地質的斷層は互に略直角に交はる東西，南北兩方向の二つの斷層に分たれるものであるかも知れない。然し新しい深溝斷層は全線に亙つて連續的で，二三の別個の直線的斷層の交はるものではない。たとひ既存の斷層が互に交叉し且つ生成時代を異にする二本或はそれ以上の組合さつたものであつたとしても，それに圍まれる一つの地塊の新しい運動に伴つて，そこに同時に再現する斷層が地塊を圍む連續的なものとなるのはむしろ當然であらう。尙，深溝斷層の前身たる既存の斷層が第四紀時代にも動いた事のある所謂活斷層であつたかどうかは明かでない。たゞ深溝斷層が古更新層段丘の先端をかすめて通る事實から見ると，そこに古更新層を切る斷層が既に存在し，その運動が段丘地形の形成に與かつたのではなからうか。若しさうであるとすれば，此の斷層は古更新層堆積後にも動いた第四紀活斷層であつたことゝなり，今回の深溝斷層の出現に關して一層大きい役割を演じたことゝなる。此の意味で，深溝斷層附近，特に更新層段丘の地形學的研究が望ましい。

5. *The Fukôzu Fault. A Remarkable Earthquake Fault formed during the Mikawa Earthquake of January 13, 1945.*

By Hiromichi TSUYA,

Earthquake Research Institute.

During the Mikawa Earthquake of Jan. 13, 1945, a remarkable earthquake-fault named the Fukôzu Fault, after the village lying in the middle of the fault-line, was formed in the portion of the meizoseismal area adjoining the west of the Tôkaidô Railway Line between Okazaki and Gamagori, Aichi Prefecture.

As shown by the thick continuous line of Fig. 2, the fault begins towards the north near the pass between the vitlages, Kiriyama and Miyahasama, and from this point it has been followed without interruption as far as Katanohara-machi on the coast of Atsumi Bay, a total distance of a little more than 9 km, and it is not impossible that it may continue still farther to the south and to the floor of the bay.

In spite of its relatively small length, the fault is very remarkable in the fact that, although in most cases the general course of earthquake-fault has been either straight or a smooth uniform curve, in this case it is bent at nearly right angle at its middle portion. Thus, the fault makes a great turn at Fukôzu from the E-W course of its northern wing to the NNW-SSE course of its southern wing. Moreover, the fault-line shows a small sigmoidal bending at the middle portion of the southern wing.

The fault is of a reverse type or a thrust with the southwest side as the hanging wall, and at the surface it has manifested itself as relative depression amounting up to about 2 m. of the northeast side. The horizontal displacement along the fault is small compared with that in a vertical direction. Thus the northern wing of the fault shows a relative eastward shift of less than 1 m. of the south side, and the southern wing a relative northward shift of less than 50 cm. of the west side. But wherever the horizontal shifts appear in larger amounts they seem to be rather local or only superficial, and it is inferred that the actual horizontal shift, if there was any, didnot exceed a few centimeters, the shift being probably due to a northeastward upthrusting of the land on the southwest side of the fault.

The appearance of the fault varies with the nature of the surface-rock. In hard ground the fault forms usually steep overhanging scarps ; in loose soil it appears either as a simple flexure of the ground or as a crumbled-down slope formed by the drag of the soil over the fault-rupture. The fault-

plane dips 50°~70° to the south in the south wing and to the w st in the south wing, as measured directly on the scars cut by the fault. But in soft and loose ground composed either of the Quaternary deposits or of the subsoil over the older rocks, it shows sometimes a gentler dip (15°~20°) of the overthrust type.

That the fault is not geologically a new one is at once evident from both the geological struc ure and topographical features of the zone along that. The northern wing of the fault follows a chain of small valleys which, trending E-W, represents a geological fault-line separating the struc urally different parts of the Upper Palaeozoic me.amorphics (mica-schist and quartz-schist on both sides. The s uthern wing of the fault passes r.ghtly through the boundary between the metamorphics on th west and the more or less schistose hornblende-biotite-granite on the east, which also represents und ubtedly an old fault. There can therefore be little doub tnat the present earthquake-fault has been form d by accentuated and renewed crust-movements along the pre-existing geological faults.

From the appearance of the fault alone, it is difficult to determine which side moved in the neighbour ood of the fault, whether the southwest side was upthrusted to the northeast, or the northeast side downthrusted to the southwest, or whether both sides moved at once. But the area of earthquake-damages to human structures were virtually confined to the southwest side of the fault, while none of important damages occurred in the northeast side, except for a narrow zone along the fault. Thus, for example, the Tokaidô Railway Line suffered no damage by the earthquake, although it is only 150 m distant from the fault at Fukôzu. Furthermore, observations made in those parts of the coast intersected by the fault furnished definite evidences of the upheaval of the land on the west side of the fault. The upheaval was as much as 1 m on the coast near the fault, and lessened gradually westwards, until it vanished on the coast of Nishi-Hazu, about 5 km west of the fanlt. On the other hand, the relative level of land and sea on the east side was nearly the same after the earthquake as before. Although the land on that side was said to have been slightly depressed relative to the sea, the evi ence did not amount to proof. Accordingly, it may be fairly inferred that, at the very moment of the earthquake, the Sangané-san mountain-block bounded with the fault on its northern and eastern sides was upthrusted forward in a northeasterly direction.

6. 昭和20年1月13日三河地震餘震觀測(序報)

地震研究所　表　　俊一郎

(昭和20年6月19日發表——昭和21年10月30日受理)

§1. 緒　　言

東南海地震とよばれた大地震が昭和 19 年 12 月7日に發生し，[1,2] 愛知縣靜岡縣の各所に多大の震害を與へ，三重縣和歌山縣の東側の海岸地域に津浪による甚大な災害を及ぼしたのであつた。その後餘震が引きつづき起つてゐたのであつたが，約1ヶ月あまりを經て昭和 20 年1月 13 日午前1時 10 分頃渥美灣に接する地域特に渥美灣の北方，三河地方は再び激しい地震動に襲はれ甚大なる震害を蒙つたのであつた。

この地震に續いて，夥しい餘震が發生し，最初の日には恐らく1日の地震回數は數百に達したであらうと告げられた程であつた。其の後も餘震活動は活發に繼續せられ頻々として餘震が發生するのが見られたので，筆者等はこの餘震の發生を利用し，地震の發生によつて起こされる土地の振動狀態を研究して，所謂地盤の良い場所，悪い場所に於ける振動の有様にどのやうな差異があるのかを知らうと試みた次第である。

適々，愛知縣知多半島の東岸半田市に於ては，第1回目の地震，即ち，昭和 19 年 12 月7日の地震の際の市内の震害分布の有様には極めて特異な現象があらはれてゐるのが見られた。即ち，市内の一部山方新田は同地域内の全潰戸數300を超える程の甚大な震害を蒙つたにも拘はらず，此所より僅かに距つた地域では震害は極めて輕微であつて，特に乙川地域等では全潰家屋皆無に近いといふ現象が見られた。地盤と震害との關係については以前より種々論ぜられてをり，震害の分布と所謂地盤の良否との關係は過去の大地震の度毎に問題とせられてきた。併し實際に地盤の良否といふ言葉の內容に立入つて量的に検討を遂げようとの試みは現在迄にあまりなされてはゐない。唯わづかに故石本博士[3] が東京及び横濱市內 10 ヶ所の地震動の比較觀測を行はれたもの及びその後水上博士[4] が鳥取地震の後で行はれたもの等が主なものであらうがそれらの研究は加速度

1) 水上　武　地震研究所彙報 24 (1946), 19.

2) 表俊一郎　地震研究所彙報 24 (1946), 31.

3) M. ISHIMOTO, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 13 (1935), 592.

4) 水上武　地震研究所彙報 22 (1944), 42.

計又は自己週期1秒の微動計を各場所に1臺宛設置してそれら加速度計の記錄した地震動記錄から土地の固有振動週期を求めんとしたものである。

三河地震の餘震による地震動を利用し半田市内の地盤振動の觀測をなすに當つては筆者は加速度地震計のみでなく變位地震計も併用して，詳しい研究を行はんとした。この目的のため半田市内の2ヶ所山方新田と乙川とに夫々觀測點を設け，各觀測點に東西及び南北成分の變位計2臺，東西成分の加速度計を1臺合せて3臺宛を設置して觀測を行つた。

之等の觀測を行つて地震動による地盤の性質を研究するにあたり，それらの地震動を與へた地震の震央の位置を知ることは亦必要なこととなるので，半田市以外に3ヶ所の觀測點を設けて，地盤振動の研究と同時に餘震觀測をも行ふこととしたのである。それらの觀測點は第1圖に見られるやうに安城，蒲郡，吉田の3つであつて，半田を加へて4點觀測が行はれた事となる。

此の地震觀測の計畫は1月 20 日頃樹てられ直ちに地震計の發送が行はれたのであつたが，戰時中混雜の折であつたため不測の事故により機械の到着が遲れ實際に觀測が始められるやうになつたのは漸く2月 10 日頃からであつた。餘震の觀測はその後 50 日間に亘り繼續せられ，3月末終了した。

觀測により得られた記錄に基いて地盤の振動に關する研究を行つたのであるが，それらの解析は目下進行中であるのでここには序報として2月 10 日より2月末日迄の觀測記錄から餘震の震央を決定した結果を簡單に報告することとする。ここにしらべられた地震はいづれかの觀測點で大略 10 gal 以上の加速度を與へたものでありそのやうな地震について震央が求められたこととなる。

§2. 距離係數

餘震觀測に用ひられた地震計は既に幾度もの餘震觀測の際に使用せられてきた携帶用加速度計であり，重錘の質量7.5kg，幾何倍率約100倍自己振動週期0.12sec である。

このやうにして觀測の結果得られた記錄に基いて震源の決定をなすにあたり，ここには專ら初期微動繼續時間を用ひて計算を進めることにした。從つて大森公式の距離係數の値としては4點觀測を實施したので計算よりそれを求めることとした。求められた値は第I表に示すごとくである。第I表に示されたkの値は4.9から6.2迄の値をとり平均の値は5.77 ± 0.2となる，距離係數の値は各場所々々でのP波及びS波の速度分布に關係する量であるので當然各場所を構成する物質の相異により異るべき値である。從つて逆にいへばkの値をきめることにより地下構造について1つの寄與をなし得ることになる。始め大森博士により求められたkの値は7.4であつたが，其の後關東地方に發生

第 I 表
各觀測點での初測微動繼續時間

地震番號	發震時	初期微動繼續時間				K	D
		吉田	蒲郡	安城	半田		
	月 日 時 分	sec	s c	sec	sec		
1	2 11 15 42	1.43	1.85	3.53	3.74	5.15	5.5
2	2 20 0 40	0.95	2.13	3.15	2.74	6.20	3.2
3	2 20 2 42	1.78	1.48	2.30	2.73	6.82	8.0
4	2 21 0 35	2.02	1.23	2.25	2.91	5.87	5.8
5	2 23 9 48	1.85	2.77	3.18	2.73	6.42	10.2
7	2 23 15 00	0.90	1.77	3.75	3.10	4.85	13.5
8	2 24 10 00	2.50	4.08	2.88	—	—	10.5
9	2 25 1 19	1.30	2.09	2.28	2.70	6.04	5.6
10	2 25 7 22	1.29	2.60	2.33	2.71	5.35	5.6
11	2 27 9 19	3.12	6.30	3.55	1.28	5.96	8.8
12	2 27 11 42	1.63	2.10	3.33	2.87	6.09	—
13	2 28 14 47	1.03	2.31	3.28	2.71	4.95	5.4
14	2 28 20 44	1.78	0.90	2.00	2.99	5.73	5.4
15	3 1 3 31	1.73	1.48	1.98	2.65	6.34	1.2
16	3 1 15 54	1.74	2.07	2.21	3.15	5.20	—

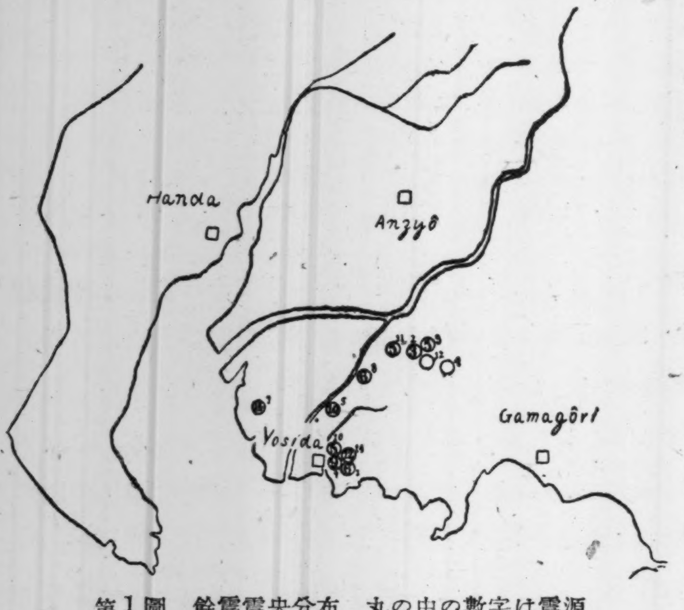
する地震の震央をきめるのに適合する値として $k=8$ が用ひられてゐる。併し餘震觀測のために設けられた數粁又は高々 20km 四方位の觀測網から餘震の震央を決める場合には k の値は一般にはそれよりはるかに小さいのが普通であつて[5]，特に大島，三宅島等所謂火山地震の場合には極めて小さい k の値を與へることが多く $k\fallingdotseq 2$ 位である。之は火山地震の場合の震源の深さは一般の餘震の場合より更に一層淺く 2~3km の深さの所にさへ地震が起つてゐることによるのではないかと考へられる。併し普通の餘震の場合では，伊東地震，臺灣地震（昭和 10 年）等では $k=4.7$，關東大地震，河內大和地震等では 6.0 乃至 6.2 であるが，北伊豆，男鹿，嘉義地震等大多數のものでは $k=5.1$ 乃至 5.5 となつてゐる。ただ丹後地震及び鳥取地震の場合には k の値は著るしく大きく夫々 8.1 及び 8.0 となつてゐるが之はこの地方一帶に廣く分布してゐる花崗岩の層のためにこのやうな値が得られてゐるのであつて，この地域の特殊な性質のために k の値が大きくなつてゐるといふことが出來よう。從つて，一般的に見て，日本の地質構造では餘震觀測の場合の k の値は略々 5 位であるやうに思はれ，今回餘震觀測の行はれた愛知縣三河地方も他の地域の例と大體一致して k の値は 5.7 と求められたこととなる。

§3. 震源の決定

前節に求められた表の示す所によれば，夫々の地震毎に k の値が異つてゐるのが見ら

5) 表俊一郎　地震研究所彙報　22 (1944), 36.

れる。今この表にあげた初期微動繼續時間を與へるやうな地震の震源を決定するにあたり今迄の計算の方法によればkの平均の値k_0を求め，kを用ひて大森公式より震源距離を計算することが行はれてきた。しかしながらここでは夫々の地震について求められたkの値を用ひて夫々の地震の震央を求めることを行つた。kの値が變ることにより震央が如何程移動するかについては萩原博士[6]が男鹿地震の餘震について研究せられたことがありその場合にはkの確率誤差0.3であつたので，kの値の之だけの違ひにより震央は2〜3kmの移動を生じることが見出された，然るに第I表に示されたkの値の違ひは男鹿餘震の場合よりは大分大きいので，kの平均のk_0を用ひて全ての地震の震源距離を計算して震央を求めても，そのやうにして求められた震央の位置には明らかに極めて大きな誤差を含んでゐることを認めなくてはならない。kの値がこのやうに異る原因としては，(1)震源の深さによりkが異ること。(2)震源の大さが地震によつて異ると考へられるならば其ために見掛上kが變化する。(3)初期微動繼續時間の測定に誤差を含むためにkが異つた値を與へる。以上3ケの原因が最も大きな因子となると考へられる。第I表に見られる事實が上の何づれの理由に主として依るものであるかについては詳しく研究を行つた後次の機會に述べることとする。從つてここでは地震毎に異つたkの値を用ひて震央をもとめることとした，求められた震央の位置は第1圖に示される通りである。



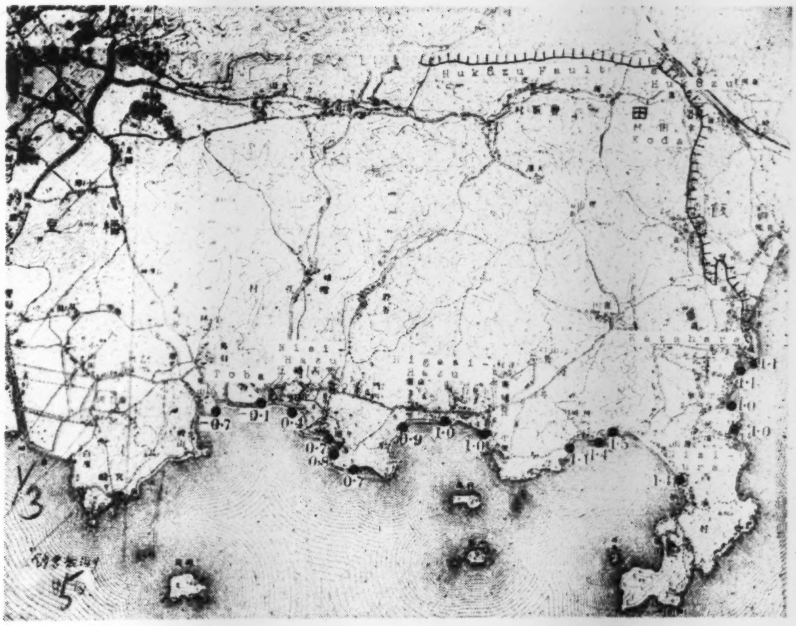
第1圖　餘震震央分布　丸の中の數字は震源の深さ (km)右肩の數字は第I表の地震番號

震央の丸の中の數字は震源の深さをあらはすものであり，右肩の數字は第I表の地震番號に對應するものである。震源の深さは略々 5〜10km であるらしく思はれる。

§4.　地殼變動と震央との關係

ここで調べられた地震は短い期間に發生した地震のみであるので，之を以て餘震發生の地域の全般の趨勢を結論することは出來ないけれども少くとも或期間の餘震活動の狀態を知ることは出來る。而して三河地震の際には地震に伴つて顯著な斷層が形成されて

6) T. HAGIWARA, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 18 (1940) 252.



第2圖　三河地震に伴ふ海岸線の隆起及沈降（單位metre）

津屋博士[7]により研究せられた所によれば上下の喰ひ違ひ1.5mに及ぶ地殼變動が見られたことが報ぜられてゐる。津屋博士により追跡せられた斷層の位置は第2圖に見られる如くである。幸田村深溝のあたりで最も著るしく出現した斷層は一方は西へのびて逆川より更に西にいたり，他は南へ延びて形原町の北部で海に入つてゐる。このあたりでは斷層より北では海岸はわづかに沈下したのみであるのに對し南では以前の海岸線に對して明らかに1米突以上の隆起を行つてゐる。更に，海岸の隆起はここより南へ續いてゐることが土地の人々の言により推察せられた。これらの海岸の所々には小漁港が點在しそれらの漁港の中では漁船より流す重油のため防波堤岸壁などの滿潮面のあたりに明瞭な mark が印せられてゐるのが見られた。從つて地盤の隆起した所では油の附着により刻まれてゐる黑線は現在の滿潮面よりは高い位置をとることとなる。今現在の海水面から mark 迄の高さを測定して，測定された日の時刻に應じて海水面の高さに適當な補正を加へれば地盤の變動量を知ることが出來る筈である。このやうにして形原より鳥羽迄の海岸に沿つて變動量がもとめられた。變動量を米突を單位として記入すれば第2圖に示された通りとなる。土地の隆起量は以上の事とは獨立に西浦町知柄の海岸に据ゑられてゐた檢潮儀の記錄[8]からも明瞭に認めることが出來その大きさは 1.3m となつてゐる。又形原町北部で斷層が海にはいる所の附近に於ても斷層の上下の喰違ひはほぼ 1.2m であり斷層より北の海岸では地震前に較べて海面の水位はごく僅か高いかと思は

7)　津屋弘逵　地震研究所彙報　24 (1946), 59.

8)　表俊一郎　地震研究所彙報　24 (1946), 77.

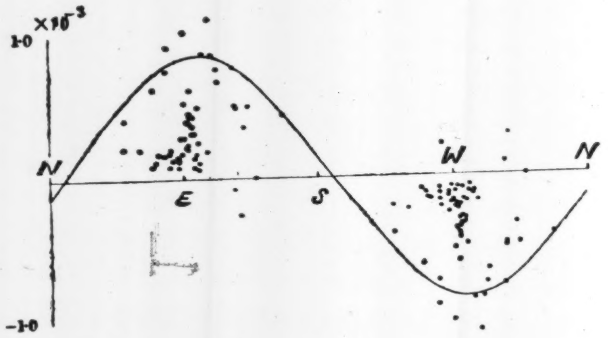
れると云はれる程度でありたとへ沈降したとしても沈下量は大きくないと考へうるので，この1.2mは大部分隆起量と認めうるであらう。之等を岸壁に印せられてゐたmarkの高さから求めた隆起量と比較してみると

	岸壁の mark より求めた隆起量	他の方法により求められた隆起量
形原町	1.3m	1.2m
西浦町	1.5	1.3

となり大體一致してゐることが見られるので第2圖に地盤の隆起量として示されてゐる値は略々信用するに足る數字を與へてゐるものと思はれる。

此の圖より明らかな如く，隆起は形原，西浦のあたりで最大であつて西へ行くに從ひ次第に小となり西幡豆のあたりで殆ど隆起沈降の現象見られず，鳥羽では反つて沈下してゐるのを知ることが出來る。

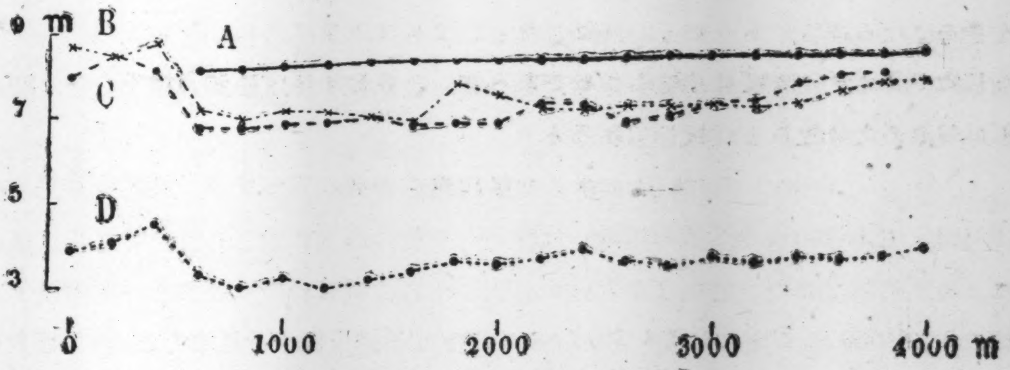
今之等の海岸地域全體が1つのblockの上に乘つてゐて之が全體として傾斜運動を行つたものであると考へれば宮部博士[9]の方法により，觀測された變動量からこのblockの傾動の量と方向とを知ることが出來る筈である。之等各觀測點相互間の傾斜量と方位とは第3圖に示される如くである。之を見ると各點は大體に於て1つの sine curve の上に乘つてゐると見ることが出來るので1つの地塊が傾斜運動を行つたと考へてあまり矛盾しないと考へられる。圖より求められた値は，傾斜量 0.8×10^{-3}，最大隆起の方向 S80°E となり傾斜量は可なり大きな値となることが注意される。地盤の變動は鳥羽より西方に迄及んでゐたとしてもその變動量は極めて小さく精密水準測量に待たねば明らかにすることは出來ないであらう。而して大體に於て西幡豆と深溝斷層の終末の所とを連ねる線を軸として東側の地塊が東上りの傾斜運動を行ひ，西の部分ではごくわづかながら寧ろ沈下の現象が見られるのではないかと思はれる。



第　3　圖

西の部分の沈下の問題と關連して三和村室場村等では地表面の沈下の現象が見られたのでここに附記することとしよう。卽ち深溝斷層の終末部より凡そ 5km 西に於て六ツ美村，三和村を流れる安藤川の堤防ではほぼ300mの間で 1~2m の沈下が認められた。沈下の有様は第4圖に示されてゐる。圖に見られるやうな型からはこの部分を除いて兩

9) N. Miyabe, *Proc. Imp. Acad.*, 9 (1931), 150.



第4圖　安藤川堤防の沈下

A：地震前の堤防天端の位置　　B：地震後の右岸堤防上面高
C：地震後の左岸堤防上面高　　D：河　床　高

側が隆起したものと考へることは困難であり又縣の土木部の測量班の言によれば堤防上から雲母山及び 415 三角點，の 2 つの三角點を狙つて仰角を測量した結果水平方向の位置不動として，いづれの三角點をねらつてもほぼ 3 尺位三角點が隆起したやうに見えるのでこのことからも沈下したことを察することが出來るとの事であつた。三角點迄の水平距離略 5km とすれば 1m の隆起は約 1′ 角に相當するので必ずしも檢出することが不可能ではない。ただ沈下前の高さをどの程度の精度で推定出來るかに疑問とすべき節がある。筆者の踏査した所によつても安藤川と廣田川とを結び眞直に南北に走る灌漑用水路に沿ふ中學道路と呼ばれる道路上で，安藤川から 1km 位南の所に 2m 程度の段違ひが生じ南下りにつくられた灌漑溝がこの所は北落ちとなり通水不能となつてゐる所があつた。

この沈下地域の擴りは縣の土木部が灌漑水路を基準として高低測量を行つた結果によれば三和村の堤防沈下ケ所に接し南に延びた地域で三和村で 80 町步，更に之に續いて室場村で約 100 町步に及んでゐることが判明した。

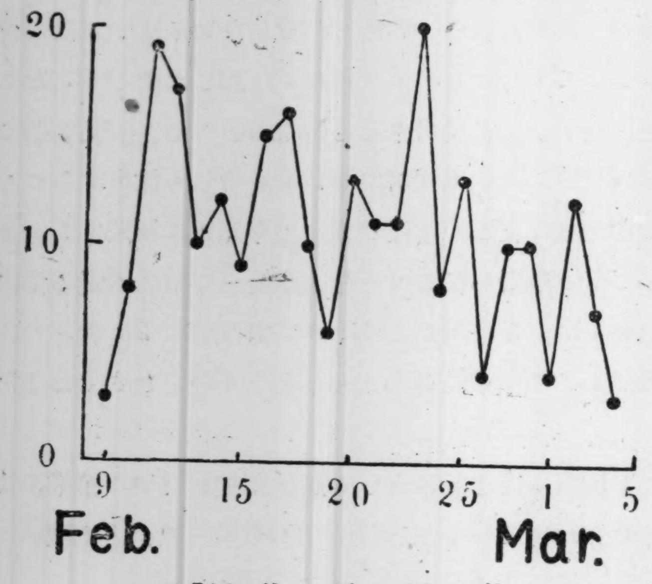
之等の沈下が深溝斷層として發現した變動と密接な關係をもつた地殼變動の一部であるのか，或は又，砂の層からなるこの地域の表面層の中で地震動のために搖固めのやうな現象が起つて地表面の沈下が行はれたものであるのか，之だけの材料からはいづれの原因によるのかは直ちに斷定を下すことは出來ないけれども，ここに見られた沈下現象は第 1 に沈下地域があまり大きな範圍に及んでゐないこと，第 2 にこの邊りは厚い砂の層が表面に發達してゐて，此所と同じやうな狀態を持つてゐる碧海郡の海岸地方，矢作川河口近くの水田地帶等でも同樣な沈下現象が所々で見られること，等の理由から安藤川南の沈下現象は恐らくは所謂地殼變動とは本質的には關係を持つてゐない極く表面的な現象であらうと推察せられる。從つて，前に述べられた如き海岸の隆起運動と同日に論ぜらるべき事柄ではないと思はれるが地殼變動の項の附け足しとしてここに述べた次

第である。

前節に求められた震央分布圖と地殼變動の圖とを比較すれば餘震の震央は全く隆起地帶には見られないことが特に注目に値する。

§5. 餘 震 回 數

1月 13 日本震の直後激震地附近では極めて多數の地震が感じられたことが土地の人々により語られてゐた。震央より50km も距つた名古屋氣象臺に於てさへ本震後半日の間にほとんど50回に及ぶ有感地震が數へられたことが報告せられてゐる，併し筆者が餘震觀測を行つた時は餘震活動も大分衰へてゐたけれどもまだ相當に多數の餘震が發生してゐるのが感じられた，併し多くは極めて局部的な小地震が多くいづれか1ヶ所の觀測點のみで記錄せられて他の觀測點では全く記錄せられない地震があるのが認められた。



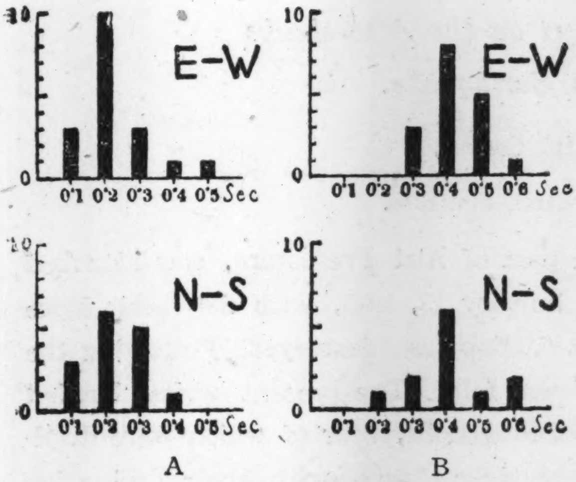
第5圖 餘 震 回 數

4ヶ所の觀測點の中吉田での餘震回數は最も多かつたのでそこで記錄された餘震の1日毎の回數を示せば第5圖の通りになる。餘震の發生は消長をくりかへしながら次第に減少して行つてゐるやうである。

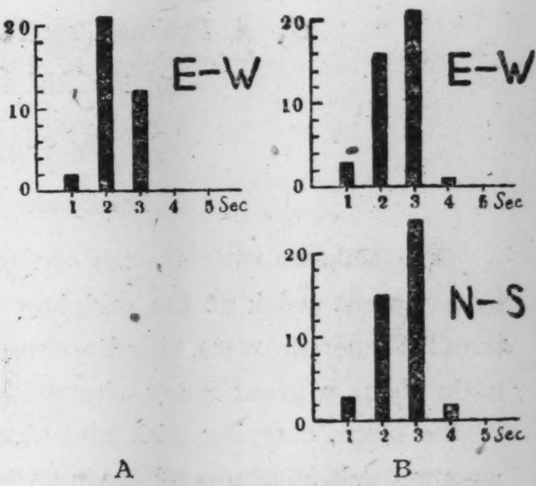
§6. 地盤振動週期についての簡單な考察

第1節に既に述べた如く，半田市の山方新田及び乙川に設置した地震計の記象の中より初期微動繼續時間 1.5 秒の極めて近い地震と，10 秒の相當遠い地震とによる2つの地震記象をえらんで，それらの地震動の波の週期を記象紙から直接によみ取つた値を用ひ，週期頻度曲線を求めた結果が第6及び7圖に示してある。之に依れば近地地震に就ては(第6圖）震害を受けなかつた乙川の地震記象では 0.2 秒の週期の波が卓越してゐるのに反し甚大な震害を蒙つた山方新田の地震記象には 0.4 秒の波が卓越してゐるのを認めることが出來る。之に反して遠地地震の記象から求めた頻度曲線（第7圖）からは乙川で3秒，山方新田で4秒の波が卓越し週期の短い波は全く見られなくなつてゐることを知ることが出來る。而してこれら頻度曲線のいづれについても夫々の東西成分と南北成分とが全く同一の性質をあらはしてゐる。

ここに得られてゐる結果について見れば，2つの地域での卓越週期には明瞭に差違が



第6圖　近い地震の週期頻度圖
A：乙　川　　B：新　田



第7圖　遠い地震の週期頻度圖
A：乙　川　　B：新　田

現れてゐて，耐震學的見地から地盤の性質の相異をきめる1つの目標として卓越週期を用ひることは有效な手段であるやうに見られる。併し，近地地震より求められた卓越週期について激甚な震害を蒙つた山方新田に於ても卓越週期は 0.4 秒であつて之は東京では寧ろ地盤のよいといはれる本郷の卓越週期に近いやうである。從つて卓越週期の大きさのみを採り上げて地盤の良否を判斷する指標となし，簡單に結論を下すことは避けなくてはならない。之等の點についても更にくはしい解析を行つて再び論述することとしたい。

終りに，餘震觀測に協力せられた各觀測點の女學校又は國民學校の先生方に厚く御禮を申し述べたいと思ふ。尙又戰時下之等の研究をなすことを許可せられた地震研究所長津屋教授に感謝の意を現すと共に，幾多の困難があつたにも拘らずこれらの研究を遂行することの出來たのは全く萩原教授から與へられた積極的な御指導と御援助とに負ふのであつて同教授に對し深甚の感謝を捧げる次第である。

6. *A Preliminary Report on the Aftershocks of the Mikawa Earthquake.*

By Syun'itirô OMOTE,

Earthquake Research Institute.

The Mikawa district, the southern part of Aiti Prefecture, was attacked by a violent shock at the midnight of January 13, 1945, with the result more than 2,000 people were killed and about 5,000 houses destroyed. Following the main shock a great many aftershocks were felt. The present writer hurried to the place, carrying with him nine seismographs, four of which were displacement seismographs of the inverted pendulum type with their oscillation period adjusted at about 6 seconds, and the remaining five were short-period acceleration seismometers of the portable type. These acceleration seismometers were installed temporarily at 4 places, i. e., Gamagôri, Yosida, Anzyô and Handa. Observation was started on Feb. 10 and was continued until the end of March. The present report is concerned with fourteen rather noticeable earthquakes that had been recorded by the seismographs at the four stations by Feb. 28. The values of Omori's constant k obtained from these earthquakes were about 4 or 5 as shown in Table I. Epicenters were determined as in Fig. 1. Accompanying the main shock a conspicuous fault presented itself, and upheavals and subsidences of the shore lines were distinctly noticed. These topographic changes will be clear in Fig. 2. It will be seen, however, that the epicenters of the aftershocks were not distributed in the heaved-up regions only.

About a month previous to this earthquake, on December 7, 1944, there had been another very great earthquake, which had caused severe damages to this same district. On that occasion the down-town part of the Handa City was badly devastated, while in the up-town part the damages were rather slight. Two temporary observation points were selected, one up town and one down town, and each of them was equipped with two displacement seismographs of E-W and N-S components and one accelograph. Brief analyses were made of the records obtained at these two observation stations, with the result shown in Figs. 6 and 7. We notice that the predominant period of the seismic waves recorded at the station in the down-town part is decidedly longer than that of the up-town one.

7. 東南海地震及び三河地震による地盤危険率の比較

地震研究所　表　俊一郎

(昭和20年6月19日發表——昭和21年3月31日受理)

§1. 緒　言

昭和19年12月7日，熊野灘遙か沖合，[1,2] 尾鷲南東 50 km の邊りに震央を有する大地震が發生した。此の地震の規模は極めて大きく，昭和8年3月3日の三陸沖大地震に比肩し得る程であつたが幸ひにも震央が海岸を遠く距つた沖合にあつて震央から陸地迄の距離が遠く，且又地震動の性質も振動週期長く[3] 緩漫であつたため加速度として加へられた地震動の强さは多少弱められたと考へ得られるので，震害の程度は關東大震災の場合に較べはるかに輕微であつて震害の最も甚だしかつた地域でも震度VIを超える所の存在しなかつたことは幸としなくてはならない。併し，愛知，靜岡縣下では死者千名，全潰家屋2萬戸に及ぶ震害を生じてをり，又三重，和歌山兩縣の熊野灘沿岸地帶に於ては300名に上る人命と2500戸の流失倒潰家屋を生じる津浪による災害がもたらされたのであつた。

其の後引き續いて廣範圍にわたり之の地震の餘震が發生するのが見られたが，多くは海底に震央をもつ地震であつたため陸地での震度はII程度であつて注意を引くに至らなかつたが，約1ケ月の後，1月13日に及び1時36分頃偶々渥美灣に發生した地震は極めて急激な地震動を伴ひ，震央も陸地に極めて接近してゐたため，規模としては前回の地震に較べはるかに小さいものであつたにも拘はらず死者は2000名を數へ反つて前回の場合を凌加する數字を示し，全潰家屋も5000戸に及んで，局部的には激甚なる震害が與へられたのであつた。此の第2回目の地震により倒潰家屋を生じた地域は渥美灣北方の小地域を主とし，知多半島，渥美半島の一部に限られてゐるのが認められた。

之等の震害を被つた地域は前回の地震の場合にも幾多の倒潰家屋の見られた地域であるので，之等2回の地震による震害分布の比較を行ひ，地盤と震害との間に如何なる關係があるかを調べんとしたものである。

1) 中央氣象臺　昭和19年12月7日東南海大地震調査概報 (1945).
2) 水上　武　地震研究所彙報 24 (1946), 19.
3) 本間　寧　昭和19年12月7日東南海大地震調査概報 (中央氣象臺) (1945), 6.

§2. 住家震害率の比較

一つの地域の震度はその場所での地震動の強さを與へるべき數であり，從つてその地域の震害の大きさの程度を示す一つの目安となりうべき數でもある筈である。併し一つの地域の震度を決める場合には家屋其の他の構築物の被害の程度，人體感覺，其の他凡そ地震動の強さを求めるに役立つべき全てのものが利用せられるので，各場所での震度が如何程であつたかを簡單に知ることは必ずしも容易ではない。從つて震害の程度を知るための目安として震度を求める代りに，ここではもつと直接に，全潰及び半潰家屋の生じ方に注意を拂つて，一つの限られた地域の中に於ける家屋の總戸數とそれらとの間の比を考へることにする。即ち，一つの地域での震害率 Y を $Y=(D+0.5H)/M$，(玆に M はその地域內の總戸數，D 及び H は同じ地域內での全潰及び半潰戸數)で定義する。ここで問題となるのは地域の廣がりの單位として何をとるかといふ事である。今吾々は地盤と震害との間の關係を明らかにしようとしてゐるのであるから，單位地域內では地盤の狀態が一様であることが望ましい。從つて單位地域として町村程度の大きさを取つたのでは少しく大きすぎて同一町村內でも場所々々によつて地盤の狀態には著るしい不同があり複雜な分布をしてゐるのが普通であるので，單位地域としては之よりは小さいものを採用しなくてはならない。併し，單位地域をあまりに小さくとつたのでは徒らに煩雜を加へるにすぎなくなる。元々吾々は統計の材料として町村當局より報告せられ

第 1 圖

た被害家屋數を一應信頼出來る數字と考へねばならないわけであるから，地域の區分が小にすぎるとこの報告に含まれてゐる誤差が直ちに大きな影響を與へる恐れがある。之等の理由から單位地域としては町村内の「字」を採用することとし，字毎の家屋震害の狀態を調べることとした。字を單位とすることは地方當局者に依頼して震害家屋數の集計をなすに當つても甚だ好都合であつた。

字別に全潰半潰戸數を調べた町村は碧海，幡豆，寶飯，渥美，知多，額田，豐橋，岡崎の6郡2市の全部又は1部の町村であり，それら町村の位置は第1圖に示されてゐる通りである。

第1回目の地震と第2回目の地震とについての震害率の値を夫々 Y_1, Y_2 と記號し，Y_1, Y_2 の地理的分布を示せば第2及び第3圖の如くなる。之等第2,3圖を比較する前に統計の材料についての注意を書き加へることとする。この中最も問題となるのは Y_2 を求めるために用ひられた總戸數である。即ち，各町村からの報告によれば Y_2 のときの總戸數は Y_1 のときの總戸數と全く同一であつたものが大多數を占めてゐた。筆者が實際に訪問して震害の狀況を聽取し，詳しく調べた町村のあるものでは夫々の地震につ

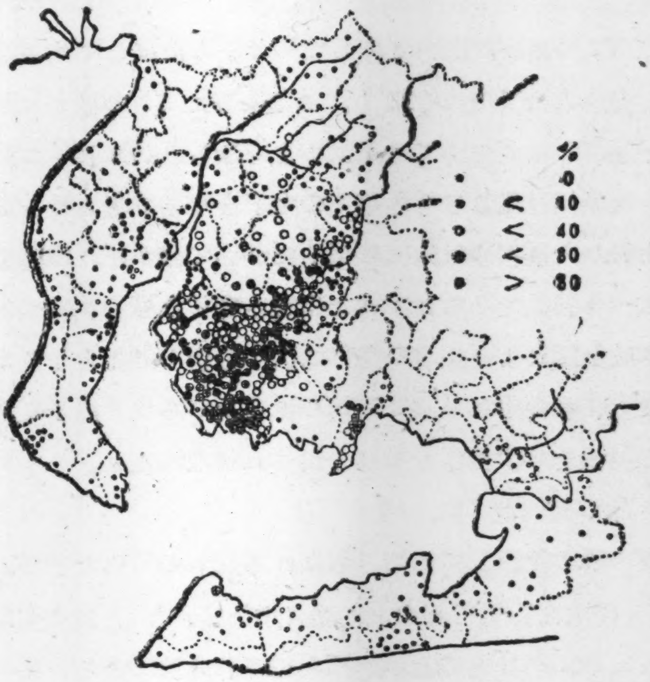
第 2 圖 Y_1 の 分 布

第 3 圖　Y_2 の分布

いて地震當時の戸數になるべく近い値を調べ直して知らせていただけた所もあつたが，一般に町村内の總戸數とは某月某日現在で調べられた數が次回の調査のとき迄の總戸數と看做されるのが慣習であるので，報告を郵送せられた大部分の町村では第1，第2兩回の地震のときの總戸數が同一と報告せられたのは怪しむに當らない。併し第1回目の地震のとき倒壊した家屋が僅か1ケ月後の次回の地震のとき迄に必ずしも全部復興してゐたとは考へられないので，第1回目の地震で多數の全壊家屋を生じた町村では，第2回目の地震のときの總戸數は前回のときより相當に減少してゐたであろうと考へられる。當時は戰時中極度に物資不足の折であつたので町村當局者の言によれば半潰家屋には一應急場の補强修理がほどこされてゐたが，全潰家屋を取壊して新築せられたものは殆ど全くないといつてもよいとのことであつた。從つて第2回目の地震當時の總戸數は

(12 月 7 日の總戸數) − (12 月 7 日の地震による全潰戸數)

と考へる方が正當な値に近いかも知れない。第2回目の地震のときの總戸數をこのやうな補正の加へられた數にとつて Y_2 を求めた結果が比較のため第4圖に示されてゐる。之を補正を加へない總戸數で統計した Y_2 の値（第3圖）と較べれば，Y_2 の値の大きい地域の分布は第4圖の方が多少鮮鋭であるやうにも見える。併し更に細かく調べれば當時の狀況では，當然取壊すべき全壊家屋に無理に支柱を加へて1家屋をなしてゐたも



第 4 圖

1月13日現在の總戸數 = (12月7日現在の總戸數) − (12月の地震による全潰戸數) として三河地震の震害率を求めた圖

のも可なりあつたりして前にのべたやうに簡單に總戸數の補正を加へることが必ずしも正當であるとは限らず，又第 3，4 圖いづれにしても震害分布の大勢に影響を與へるやうな大きな差異は認め難いので，以下の議論に於ては簡單のため修整を加へない總戸數を用ひて論を進めることとした。このやうにしても誤つた結論を引出す恐れはないと考へられたからである。

第1回及び第2回目の地震による震害率の比較をすれば次のやうなことが云へる。

（1） 調べられた地域については第1回目の地震の方が第2回目のものより震害は輕微であつた。

（2） 併し，第2回目の地震については調べられた地域の周邊部に行けば，Y の値は急激に小さくなりほとんど0になつてゐるが，第1回目の地震の Y の値は必ずしもさうなつてゐるとは限らない。

（3） Y_1，Y_2 の値の分布について，併しながら，共通に見られる現象は，夫々の圖について矢作川及び矢作古川に沿ふ地域の Y の値は他の地域の Y の値にくらべ確然と大きくなつてゐる。

（4） 更に，幡豆町を通る南北の線を引けば，それより東の地域では Y の値はいづれの場合にも急激に小さくなつてゐるのが見られる。丁度この邊りが矢作川によつて作られた沖積平野と丘陵地域とが境ひを接してゐるあたりであつてこの丘陵地域へ入ると震害率も急激に小さくなるのが見られる。併しY_2の分布を見ると幸田村，形原，西浦町の値は同じく丘陵地帶にある他町村の Y_2 の値に較べて著るしく大きな値となつてゐるのが目立つが，之は三河地震に伴つて生じた深溝斷層が丁度これらの町村を貫いて走つたため斷層の兩側に於ては地表面に生じた凹凸伏起により多數の倒潰家屋を生ぜしめられたことに原因するものであり，特殊な事情に基く事柄であることを附言しなければなら

ない。

（5）　三河地震の震害分布圖では Y_2 の値は碧海郡で極めて大であるに反して知多郡渥美郡では 10 以上のものが殆んど見られなくなつてゐる。このやうに Y_2 の値が局部的に極めて大であつて，その地域を遠ざかるに從つて急激に小さくなるといふことに對しては，震央距離の相違がそのやうな事柄を生じさせる第1の因子となるであらうと考へることが出來るであらう。先に定義した震害率は夫々の場所について確かに，地震動が加へられた場合にその場所が示すべき特性をあらはすべき指數と密接な關係を持つものであることは明らかであるが，震央距離により影響を受ける因子を含んでゐることも亦明らかである。從つて求められた震害率の中から震央距離の影響をあらはす因子を追出し，その場所の震害を受け易さの特徴を示す指數を導びき出さねばならない。

§3. 地盤危險率

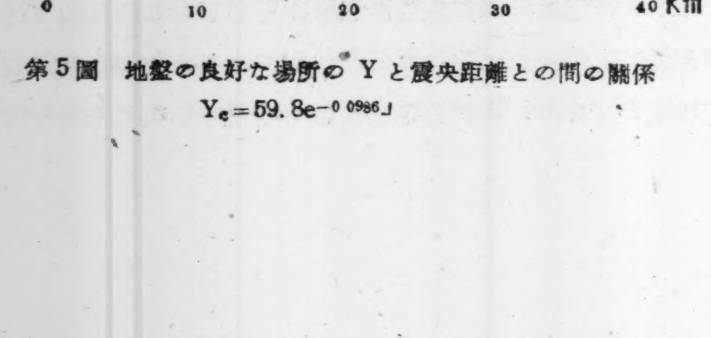
地形的に見て比較的に良好な地盤の所に位置してゐると思はれる數ケの町村を選び，それらの町村の字別の Y の値を震央距離に應じて圖の上に記入すれば，Y と震央距離 Δ との間の，いはば，標準の關係とも云ふべきものを示す圖が得られる筈である。第5圖はそのやうな目的を以て畫かれた圖であつて，形原，西浦，宮場，矢作，豐坂，六ツ美，上野，高岡，東郷及び三好の 10 の山際の町村を選びそれらの字別のYの値と震央距離との間の關係を示した曲線である。これよりYの標準の値を求めて之をYcと記號すれば Y_c は△に對して

$$Y_c = 59.8e^{-0.0986\Delta}$$

と置くことが出來る。夫々の場所の震害率 Y とその震央距離に對する Y_c との比を求め之をSと置けば

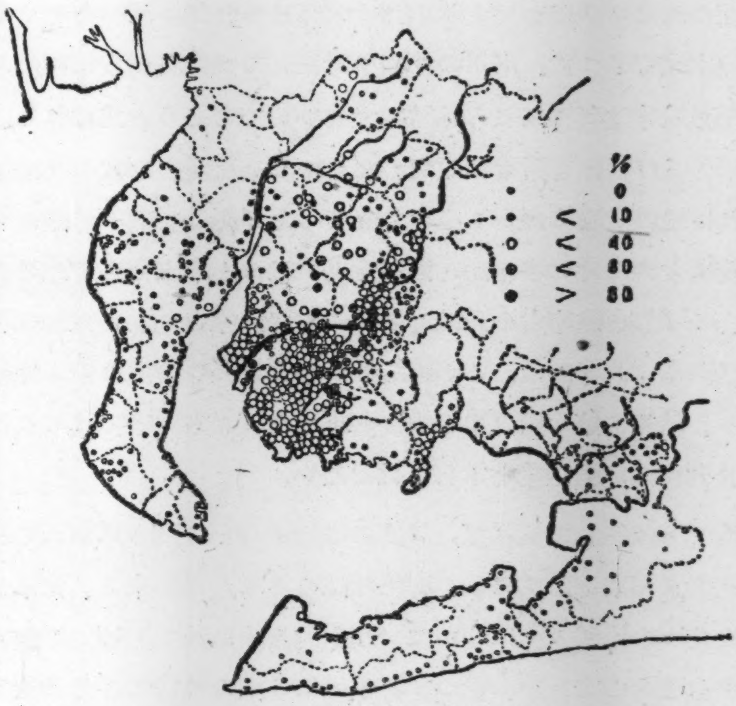
$$S = Y/Y_c$$

で定義せられるSは，良好な地盤の場所が示すべき震害率に比してその場所の震害率は



第5圖　地盤の良好な場所の Y と震央距離との間の關係
$Y_c = 59.8e^{-0.0986\Delta}$

何倍にあたつてゐるかを示す數となる。これはその場所の震央距離には無關係にその土地の震害の受け易さに關する1つの指數を與へるものといふことが出來る。而して震央距離の相違に影響されない形で各場所の震害の程度を現はすことが出來た場合，その震害の程度が場所々々によつて異ることの大部分の原因はその地盤の性質の相異に基くものと考へることが出來よう。このやうに考へることは勿論あまりに簡單粗雜にすぎるかも知れないが，この點については後に附言することにしよう。今そのやうに考へることを一應認めることとすれば，得られたSの値は一つの場所について其場所の地盤の良否に應じ其處にある建物が地震動により震害を蒙むる危險に暴される程度の大少を示す値であるといふことが出來る。從つてこのSをその場所の地盤危險率となづけることとする。



第6圖　1月13日の地震について求められたSの値

第2回目の地震について地盤危險率の分布を示したものが第6圖である。

第1回目の地震については Y_c の曲線が求められてゐない。第1回目の地震の震央は熊野灘の沖合に當つてゐるので比較的に震央に近い吉田町と遠い安城町とをくらべても震央距離の差は僅々 15~6km に過ぎず概略の震央距離 100km に比較すれば甚だ僅かであつて，震央距離の差による影響は殆んど考慮にいれる必要はないと考へ得られる。從つて第1回目の地震については Y_1 の分布を求めた第2圖が同時に又 S_1 の分布圖であると考へても差支へを生じない。このやうに考へることが許されるとするならば，東

南海地震の場合と三河地震の場合との地盤危険率を比較するために，吾々は前者については第2圖，後者については第6圖について檢討を行へばよいこととなる。之等の比較に於ても次の如き數ケの事柄が氣付かれる。

1) 三河地震のSの分布（第6圖）を見ると Y の分布（第3圖）の場合と異り，震央に近い渥美灣沿岸の地域にSの大きな値が特に密集するといふ傾向は見られなくなつてゐる。

2) 第1回，第2回いづれの地震の場合についても，地盤危險率の値の大きい地域は矢作川及び矢作古川に沿ふ地域，殊に矢作古川の流域に集つてゐることが認められる。河川の流域に震害が著るしいことは以前から氣付かれてゐることであるが，ここで河川の流域は地盤危險率が高いといふ言葉で明確に表現することが出來たこととなる。更に，矢作古川は現在の矢作川が三和村より下流で改修せられ知多灣へそそぐやうにせられる以前の矢作川の本流であつて，河川の沖積平野としての性質は古川に沿ふ地域に寧ろ顯著であり，地盤危險率も從つてこの地域で大きいのであらうと思はれる。

3) 幸田，形原及び西浦等斷層の生成のために異常な震害を蒙つた地域を除けば，丘陵地域にはいれば地盤危險率は全く小さくなることが極めて顯著に認められる。

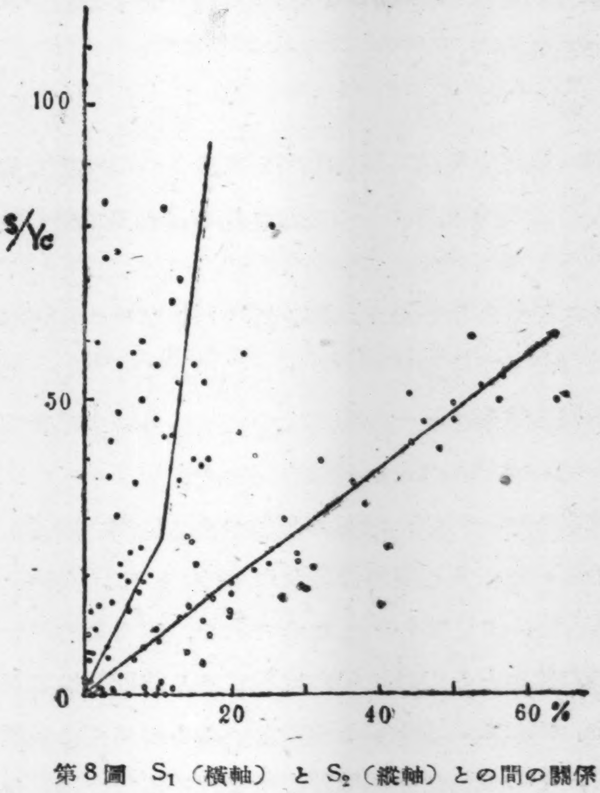
4) 三河地震によつては知多半島，渥美半島ではほとんど震害を生じなかつたので東南海地震の場合の地盤危險率との比較をすることが出來ない。ただ福江町字小中山は震害率 10 %，危險率 20 となり，この場所の危險率は矢作古川に沿ふ地域の危險率に比敵する程である。然るに第1回目の地震から求められた危險率ではここは福江町の他の所と大差なく特別に高い危險率を示してはゐない。

5) 以上大體の傾向として見れば，2回の地震について別々に求められた地盤危險率の分布は互に相似た傾向を示すことを明瞭に認めることが出來る。元來ここに定義された地盤危險率は夫々の場所々々について（相對的意味に於て）特定の數であつて，地盤の特性を代表すべきものである。從つて各字毎に2回の地震による危險率を比較するならば，理想的な場合に於ては，全ての場所について S_1 と S_2 との比は一定値となるべき筈である。

然るに今 $R=S_2/S_1$（但し$S_1=Y_1$）と置いて R を求め R の値の分布を求めれば第7圖の通りになる。圖を一見して明らかなやうに R の値は決して常數にならないばかりか場所により甚だしい差異を生じてゐるのが見られる。勿論 R の値は S_1 の値が小さい時，即ち，東南海地震により震害を蒙ることが小さかつた場所では全，半潰戸數調査の場合の誤差が大きな影響を及ぼすので R の數値に對する信用度は著るしく低下する。更に，東南海地震の場合には震害皆無で三河地震の場合に多少でも震害の生じた場合に

第7圖　R の分布（$R=S_2/S_1$）

は R の値は無限大となるのでそのやうなものは圖に記入するのを省くことにした。それでも尙第7圖にはRの値が特に大きい地域があるのが見られ，且つそれらの地域はやはり河川の流域の地帶に相當してゐるのが見られるのである。



第8圖　S_1（橫軸）と S_2（縱軸）との間の關係

三河地震のSを縱軸に，東南海地震のSを橫軸にとつてS_1—S_2の圖をつくれば，第8圖の如きものが得られる。若しこの圖に記入せられた點が1つの直線の上に乘るならば S_2 と S_1 との間には比例關係がある譯であるが圖全體としそのやうな性質があるといふことは出來ない。併し細部迄詳しく觀察を行へば圖に白丸で記入せられた點は大

體に於て1つの直線の上に乘るといふことが出來るであらう。之等の白丸は幡豆，豐坂，室場及び六ツ美の東半及びそれより東の地域にある3町村より求められた値を現はす點であつて，震害もあまり激甚ではなかつた地域の値を代表するものである。その様な所については1つの地震の場合に得られた地盤危険率の値を基礎として次の地震の場合のその場所での危険率は地震の大きさに比例すると豫測することは必ずしも理由がないといふことは出來ない。之に反して黒丸で記入した點の郡の示す傾向は，白丸の場合と性質が異つてゐることが氣付かれる。これらの點は主として碧海郡の平野地帶即ち矢作川に沿ふ地域及びそれによつてつくられた沖積平野に存在してゐる町村について求められた値を代表する點である。之についてSの値が小さい間は S_2, S_1 の間に比例關係があるが S_2 の値がある大きさに達してから後は S_2 の値は飛躍的に大きくなつてしまひ，も早比例關係が保たれなくなるといふことが云へさうである。之等沖積平野の地盤について求められたSの値の內，Sの値が小さい間は保たれてゐる關係も，丘陵性の地盤の所で求められた場合に比べれば比例の常數は大きく，地盤危険率といふ一般的性質をもつべき値を定義した點から考へれば R の値が沖積平野の所と丘陵性の所とで異なることは不都合な様である。併しながら詳らかに調べれば，この沖積平野について得られてゐるSの中比例關係の見られる部分も S_2 の値は小さいけれども實はそれらの地域の震央距離は小さく Y_c の値が大きいため實際の震害率 Y の値は隨分大きく數十パーセントにも及んでゐるものが大部分である。

§4. 結　　語

東南海地震と三河地震とについて字別に震害率及び地盤危険率を求め2つの地震でそれらの値が如何に異るかを比較することにより地震動によつて起される災害が地盤の性質と如何なる關聯性を示すかを調べようとしたものである。

震害率及び地盤危険率が沖積層よりなる地盤の所で大きい値を持つことが見られたが之は今迄の大地震の場合に付いて軟弱地盤の所では震害が大きいと云はれてゐたことに一致する。併し，詳しく調べてみると地盤危険率は同一の場所についても2回の地震で同一でないことが氣付かれたのでこれについて稍々詳しい比較を行つた。

これらの比較を行つた結果に基いて考察を加へれば，地盤の狀態がある特別な性質を持つてゐる場所では地震動の強さがある値を超えると震害は急激に增大して，見掛上地盤危険率も亦大きくなるやうに見えるといふことが判明したのであり，而もこのやうに地震動の強さにより地盤危険率が異つた値をとるのは地盤の狀態がある特別な性質を持つてゐる所に限られてゐるやうである。而してこの特別な性質といふものが正に所謂軟弱地盤の特徴となるべきものであつて，そのやうな軟弱地盤の所ではある程度以上の

強さの地震動に襲はれると震害は極めて著るしく増大して壊滅的打撃を蒙るべきことが見出された次第である。このやうに，所謂軟弱地盤と呼ばれる地域に於ては，比較的弱い地震動を與へた地震についてその場所の地盤危険率が求められても，大地震に見舞はれた場合には前に求められた地盤危険率に比例した程度の震害ではすまなくなりその5倍も 10 倍もの災害を蒙るものであるといふ事が判明したといふことは震害對策を論ずる立場からは特に考慮を拂ふことを怠つてはならないであらう。

終りに之等の調査をなすにあたり，筆者の求めに應じて字別の報告を寄せられた各市町村の當局者各位に對し玆に深甚の謝意をあらはす次第である。

---

7. Comparison of the Vulnerability Rates of the Ground revealed in Tônankai and Mikawa Earthquakes.

By Syun'itirô OMOTE,

Earthquake Research Institute.

The Mikawa district, the southern part of Aiti Prefecture, suffered serious damages in the earthquakes that shook the locality twice successively on December 7, 1944, and on January 13, 1945. We made detailed studies on the distribution of damaged houses and the difference of the manner of their distribution in the two respective shocks. The aim of the present paper is to find out, through such studies, what extent of close relation there exists between seismic destruction and the condition of the ground.

Now we will represent the seismic destruction rate (Y), by $Y=(D+0.5H)/M$, where M is the total number of the dwelling houses in a certain area, D and H the numbers of totally destroyed and partially destroyed houses in that area. As a unit of the area within which Y was to be determined, the minour division (Aza) of each town or village was taken. The geographical distributions of Y with respect to the first and second earthquakes are shown in Figs. 2 and 3. As shown in these figures the value of Y differs greatly with the locality; in the hilly north and east Y is very small, while in the coastal regions in the south-west and in the zone along the River Yanagi and Old Yahagi Y has a large value. Although this general feature is common to the two occasions, closer comparison of the two figures will reveal many points of difference in them. Especially, in Fig. 3, the epicenter of the second earthquake was seated so near the affected areas that the value of Y varied considerably with the epicentral distances of the respective sections. It was de-

sirable to eliminate the factor, contained in Y, that was due to the difference of the epicentral distancies. We picked up several sections that were located on a firm hilly ground, and tried to show, so to speak, by a standard curve, the relation between the Y of such sections and the epicentral distance Δ. The curve is represented by $Y_c=59.8e^{-0.0986\Delta}$, Y_c being understood to represent the standard value of Y. By computing the value of Y/Y_c we can arrive at a sort of measure of seismic destruction in any locality separated from the effect of the epicentral distance. Assuming that the difference of the value of Y/Y_0 with the respective locality results exclusively from the uneven quality of the ground, we suggest for this value of $S=Y/Y_c$ the name of the vulnerability rate of the ground of the locality.

The epicenter of the first shock was situated so far from the Mikawa district that the difference of the distance of the various sections of the district from the epicentre was of little significance. Therefore the figure representing the distribution of Y of the first shock may well be considered to represent that of S also. If the values of S represents the true vulnerability rate of the ground accurately enough, the manner of distribution of S in the first shock (namely, Fig. 2) must be identical with that of the second shock (namely, Fig. 6) in every detail. Comparing the two figures closely, we find that such is not the case. The distribution of the ratio of $R=s_2/s_1$, in Fig. 7, where s_1 and s_2 are values of the first and second shocks, shows that R is by no means a constant value throughout the whole region. This must largely be due to the inaccuracy of the data reported by the town or village authorities, but, admitting that there are errors in the data, still they do not fully account for the large values of R noticeably concentrated in the zone along the River Yahagi and Old Yahagi. In the present writer's view, this indicates that seismic damages grow abruptly when seismic strength exceeds a certain degree. Fig. 8 that shows the relation between s_1 and s_2 may give some support to this point of view. This fact may well be worth bearing in mind in discussing the problem of earthquake proof structures.

8. 東海道地震の震害分布（その一）

（昭和20年1月16日發表——昭和21年6月30日受理）

地震研究所　宮　村　攝　三

I. は　し　が　き

昭和19年12月7日13時36分ごろ，靜岡愛知の兩縣下をはじめ近畿地方中部地方の各地に，きはめてひどい損害をあたへた地震があつた。この地震は規模すこぶる大きく，有感區域は北は仙臺から南は宮崎におよび，有感面積ほゞ24 0000km²（有感半徑約280km）に達した。震央は中央氣象臺の發表[1]によると137°E, 34°Nであるが，これについてはなほ議論の餘地もあるやうである[2]。震害分布の狀況からみて，慶長9年，寶永4年，および安政1年の二つの地震などと同樣，いはゆる日本外側地震帶の活動であつて，たゞこれらの歷史地震よりいくらか小規模なものであつたやうである。

この地震による被害は一般住家の全潰だけで1 5000戶におよび，紀州沿岸および伊豆下田には「つなみ」がおそひ，2000戶以上の住家を流出した。さらにまた，軍事・産業・交通等の諸施設のうけた損害もはなはだ大きく，實にわが國の運命に深刻な影響をあたへた地震であつた。

倒潰家屋を生じたところは前記靜岡・愛知の二縣のほか，岐阜・三重・奈良・滋賀・大阪・和歌山をはじめ京都・兵庫・德島・香川・福井・石川・長野・山梨の諸府縣にひろく分布し，震央にちかいところにも無被害地がある一方，とほく震央をはなれたところにも全潰を生じてゐて，いはゆる震害と地盤との關係がきはめていちゞるしくあらはれた。これらについて，すでに筆者は若干の結果を發表したが[3]，こゝにあらためて，すべての集計資料をあげて，野外調査の結果を參考に，本地震の震害分布を論じてみたいと思ふ。これらの資料はいづれも行政官廳の調査によるものであつて，その價値についてはのちにのべるやうに議論があるけれども，とにかくひとつの基礎資料として，たとへ個々の作業假設的な理論がすてさられてのちも，比較地震學や地震地理學に貢獻すべき

1）中央氣象臺　昭和19年12月7日東南海大地震調査報告（昭和20年2月）.

2）越川善明「昭和19年東南海大地震の計測學的研究」地震研究所談話會發表（昭和21年11月）.

3）宮村攝三「昭和19年12月7日東南海地方震災調査概報」地震研究所研究速報第4號（昭和20年1月）.
宮村攝三「震災と地盤との問題」科學 16（1946），6.

ものであることはうたがふ餘地がない。あへて貴重な紙面をさいてのせる次第である。

なほ，この地震のよび名は，中央氣象臺で前掲の調査概報に「東南海地震」といふ名を用ゐて以來，これが慣用されてゐるやうであるが，筆者はやはり題名にしめしたとほり「東海道地震」(略して「東海地震」といつてもよい)としたい。東南海とは東海道南海道の略であらうが，きはめてまぎらはしく，かつこの地震に對し不適當でもある。南海道ではこの地震の大きな震害はほとんど二三の箇所にかぎられ，つなみが一部でひどかつただけである。しかもつなみをうけた紀州の半分は現在は東海行政區にいれられる三重縣に屬してゐる。(なほのちの昭和 21 年 12 月 23 日の高知德島和歌山を中心とする南海地震に對應させる意味でも東南海は穩當でない。)

II.　家屋被害の統計に關する一般的な議論

地震のわれわれにあたへる災害のもつとも大きなもののひとつは，構築物の被害，特に一般の住家，およびその附屬非住家建物の損傷であり，震災防止の目標のひとつは，とにかくこゝにむけられなければならない。人畜の被害もおほくはこれら一般家屋の倒潰等によるものである。工場・學校・其他公共建築物の重要性も一般家屋におとらないが，一般にその分布はかたよつてをり，一定地域内にある數もかぎられてゐて，統計的なとりあつかひにはあまり適當でない。建物の震害防止を耐震構造の方面から研究する工學的地震學はこゝでは目的としない。土地の耐震性能の分布をもとめる地震地理學は一應のめやすとして一般家屋の被害分布をとり，應用として一般家屋の耐震的立地條件立地計畫に寄與しようとするものである。家屋のうける震害についての物理的機構が充分あきらかでないから，上述の應用には家屋被害そのものを用ゐることが，直接に有用であるが，耐震性能の地理學からは，無論器械觀測のこまかい網も必要であり，これによつて家屋の震害の機構の解明も，その防止も到達せられるはずある。しかし現在の觀測網の狀態と，一方土地の複雜不均一な諸條件とをかんがへれば，たとへ最上の道ではないにしても，この一般家屋の被害分布が「いたづらに非科學的とのみしりぞけてしまへるものでない」ことは，かつて松澤教授[4]がかう書かれた當時と，殘念ながらいさゝかも事情は變化してゐないのである。その統計のあつかひ方と見方とに多少でも進歩があればさいはひとしなければならないのでもあらう。

また，むかしからおもな破壞的地震の記述は，一般家屋の被害分布が中心になつてゐる關から，比較地震學上もどうしてもこれはすてることができない。

要するに，一般家屋の被害をわれわれがとりあげる理由は，1)それがわれわれに直接

4)　松澤武雄「木造建築物＝依ル震害分布調査報告」震災豫防調査會報告 第 100 號甲地震篇 (大正 14 年 3 月).

密接な關係をもち，もつとも深い實際的關心の對象となつてゐること，2)學問的にも，應用的にも興味のある，土地の耐震性能の分布といふものをしるために，それは現在において，もつともえやすい，比較的公平な資料をあたへるものであり，統計的とりあつかひをなしうるある程度の條件もそなへてゐること，3)むかしからのおほくの破壞的地震の記述がこれによつてなされてゐて比較地震學上大切であること，この三點がおもなものであらうとかんがへられる。1)，3)についてはもはやいふべきこともないが，2)についてはなほ若干つけくはへておかなくてはならないであらう。

まづ，まへにもちよつとふれたやうに，一般家屋の被害統計の資料自體について吟味してみよう。破壞的地震に際して行政官廳では治安上，また復舊作業上それぞれ被害狀況の調査をおこなふが，地方廳においては一般家屋の被害を主として集計する。通例住家非住家にわけてそれぞれの全潰半潰の戸數（あるひは棟數）をしらべる。全潰には倒潰したものばかりでなく，立つてはゐても，そのまゝ修理して用ゐることができず，たてなほさなくてはならないものをもふくめるのは，むかしからの慣行である。全潰・半潰の區別，半潰の判定等きはめて曖昧なもので，調査者の判斷によるところがおほいから各地の結果を比較するのには嚴密には適當でない。しかしある範圍の地域內では比較的同一標準をもつて判定がおこなはれ，その地域內では實地の比較も可能であるから，一應研究の對象としてもよいと思はれる。その範圍としては，警察署單位で集計される場合はまづその管區內，その隣接區內をふくめる程度であるかもしれない。しかし一方警察官の常識といつたものは案外地方色はなくほゞ平均してゐるとも考へられるから，かなりひろい範圍に擴張することもゆるされるのではないかと思ふ。町村の字別の被害の比較などはおほむね同一標準でなされるとみなされるからこの意味の難點はまつたくない。本論文においてはこの判定の問題は捨象する。また時代による判定の變化は比較地震學上重要である。近來配給制度の採用によつて，經濟關係からの調査は被害を過大に報告して復舊資材を餘計に配給してもらはうとする傾向が一般にでてきたが，この難點は比較的震災直後の，警察關係からの調査をとることによつて，さけることができるであらう。この地震においては，まだ決戰態勢下で道義的觀念は相當高かつたと思はれるからこの點の心配はすくないと思ふ。また一般的傾向として，被害のひどいところでは採點がからく相當の被害もかるくみられ，被害がすくない地方では採點があまくかるい被害が大きく報告されるといふことは，さけがたい心理的現象であらう。一應かんがへにいれておくべきことである。しかし，とにかく地震學の理窟などには無關心な人々が，まつたく別の目的でおこなつた調査であるから（まちがひは，われわれの目的，つまり地盤との關係をみるといふ目的に對しては正負けしあひ）その意味で一應公平な立

場にある資料といふことができる。

つぎに家屋の震害は家屋そのものの耐震性によることは勿論である。耐震性とは加速度に對するものであれ，變位に對するものであれ，あるひはまた基礎の不同沈下などに對するものであれ，すべてをひつくるめての，地震にたえるつよさであつて，とにかくそのつよい家はたほれず，よはい家はたほれるのである。であるから，たとへば適當な單元（府縣，町村，字）において，よはい家ばかりあつまつてゐたり，つよい家ばかりあつまつてゐたりしたらば，これは土地の耐震性能をうかゞふための統計的あつかひはできない。しかし實際はそんなことはなく，大抵の單元においてその要素の耐震性の分布はほゞ同一の統計量をもつ分布函數をなすとみなされる。これは大きな假定であつて單元を町村にとつたとき，東海道の農村，關東山地の山村，瀨戸内海の漁村といふ程度の範圍ではなりたつであらうが，それ以上に擴張することは危險である。おのおのの村のなかには耐震性のつよい家も，よはい家もある。いまかりに耐震性を上中下にわければ，それぞれに屬する家屋の數の比は，どの村も同一であるといふのが，この假定である。種々の人文的原因によつて相當のちがひをしめす村も勿論でてくる。のちに各論でのべる天龍川下流域の農村と天龍川にそふ木材業中心の中の町村との對比は一例である。しかし，これはまはりから特別かたよつた被害をしめすため注目され，特にとりあげて調査することによつて，おほむねその原因が發見できる。さひはひ破壞的地震による家屋被害のおよぶ範圍は，聚落の家屋構成の人文的地理區とほゞ同程度であるから，そして平地には都市と農村，山間には山村，といふ風に地盤がほゞ（第一次的に）同一のところに，ほゞ同一の家屋構成の聚落があるから，この假定は一應採用しておいてさしつかへないとかんがへられる。東北の山村と四國の山村のごときを直接比較することはやゝ危險かもしれない。しかしながら總じて家屋の耐震性の影響が，すくなくともこの地震のやうな海洋性の大規模地震の被害では，土地の耐震性能にくらべて二次的であつて，わづかの地盤の差でよはい家も，つよい家とおなじく地震にたえ，よはい地盤ではどちらもたほれてゐるといふ例がおほいから，家屋の性質を捨象することは充分科學的根據のあることと思ふ。したがつてこれにはたゞ二次的の考慮をはらへばよく，前述の中(ナカノマチ)の町村のやうな特別なものだけを別に論ずればたりることとにならう。

たゞ家屋の耐震性の時代的變化，建築樣式の變化と家屋構成の分布函數の變化とだけは注意を要する。火災等のあとでバラツク建築が支配的になつた場合とか，風水害によつ建築樣式に變化をきたした場合，あるひは先行する地震によつて耐震性が弱化したか，あるひは耐震的補强が普及して强化されたか等である。これは個々の場合に注意すればたりる。たゞ空襲をうけた現在日本の都市については，勿論自明のことであるが，

特別な注意が必要であらう。この地震にはこれは關係がない。

複雑な地形地質等の土地條件から豫期される各地の固有の耐震性能をしるために必要な器械觀測網を整備することは，現在の政治組織においては容易にのぞみえないでもあらうが，不幸にも地震について無關心な聚落立地のために，いままでくりかへされてきてゐる家屋の震害分布をもつてすれば，逆に各地の耐震性能をしつて將來のいましめとすることができ，震害分布を制約する諸條件をあきらかにして，家屋の震害の機構についてもなんらかの寄與をすることができるはづである。

なほ，實際的な注意として，全潰半潰の率をだすにはそれが戸數でかぞへられてゐれば總戸數に對して，棟數でかぞへられてゐれば總棟數に對しての百分率をとるべきであるが，總棟數のごときものは，町村等においても大抵不明であつて，いづれの場合にも戸數(世帯數)をとらざるをえないのが普通である。そこで實際被害は棟數でかぞへてゐる場合がおほいから被害率は市街地では棟數より世帯數の方がおほいためちひさすぎ，農村等では疎開世帯はのぞいてあるので大體棟數より世帯數がすくないため大きすぎ，ときには 100 %以上の數字をしめすやうな例もでてくるやうなことになつてゐる。棟數を世帯數から推定すべき標準については，筆者もまだおほくの資料をもたない。非住家といふのは一般住家に附屬する土藏，納屋，便所其他の別棟，畜舎等であり，その總數は若干の例外をのぞいて不明である。こゝでは一應一世帯一棟をもつとして被害率を計算してみたが，市街地ではおほすぎ農村等ではすくなすぎることは當然である。これについてもしかしまだはつきりした人文地理學上の統計がしれてないのでどうにもならない。

全潰と半潰とをまとめて，ひとつの被害程度をあらはす指數をえるために，半潰にかりに 1/2 の重みをつけて採用し，全潰數 N_g，半潰數 N_h 總戸數 N として，

$$P=100\times\{N_g+N_h/2\}/N \ \%$$

をもつて被害指數となし，これを用ゐて被害分布をしらべてみた。この半潰の重みについては宮部教授が本號において論じてをられるが[5]，とにかく便宜的にとつたもので，全潰が 100 %にちかいところ以外では，これで大勢に影響がなく，一應のめやすとしてよいのではないかと思ふ。

適當な單元をとつて家屋の被害率を統計するとき見本はその各單元の家屋全部であり母集團は過去現在未來のあらゆる時期，たとへばつぎにまた破壞的地震がおこつたときにおけるその單元の全家屋であり，實際的にはこれは無限にはなりえない。しかし有限ではあるが不定の數である。單元の面積は有限であり，それをひろげればちがつた性質をもつ範圍をとりいれることになる。たとへばある市において市域が擴張された場合に

5) 宮部直己「地震による木造家屋の被害」地震研究所彙報 24 (1946), 1～4.

はもとの市での統計はあたらしい市を母集團とする見本にはなりえない。個有名詞をもつものに普遍的な數學である統計の概念を適用する矛盾は，やかましくいへばかういふ點にでてくるのである。こゝでは結局統計は表現論として用ゐることができるにすぎないのである。しかしこれはなほ一益の考究を要する問題である。

震害分布の問題に關聯して種々哲學論的問題があるがひとまづおいて，當面のこの地震の震害にはいることにしよう。

III. 東海道地震の震害——總論

この地震のおもな被害地である靜岡・愛知・岐阜・三重・奈良・滋賀の六縣における一般木造家屋の被害と人員の死傷の，各縣當局集計による市町村別の數値，總戸數，總人口，それらに對する被害の比率等をまとめ，第I表にしめした。[6)]

住家の被害について，前章でのべた被害指數 P の値を地圖に記入したものが第 1 圖である。この圖には被害指數 0 %の町村の位置も小圓でしめしてあるから，すべての市町村が記入されてゐるわけであり，市町村の分布も同時にみることができる。

この圖をもとにして，まづ震害分布の狀態を概観しよう。かりにはしがきにおいてのべた震央をEとして，それを中心とする20kmおきの同心圓をかいてあるが，震央距離と震害との關係は 200km くらゐより遠方にはあまり被害がない，といふくらゐのこと以外にはまつたく關係がないといつてもよい。震央にちかい三重縣南部も，つなみの被害をのぞいてはきはめて輕微である。もつともひどいのは靜岡縣太田川沿岸平野，ついで菊川沿岸平野，三河平野，知多半島，天龍川下流沿岸，濃尾平野，渥美半島等で，そのほか濱名湖畔，清水市，大阪市，諏訪湖畔などに散在的に高率の被害がある。滋賀縣姉川下流平地，伊勢平野，奈良盆地などにも被害がある。一般家屋の被害からみた震度は，この地震では，震央距離による減衰よりも各地の耐震性能による影響が支配的であり，普通にやるやうに震央距離による減衰を適當な形でのぞいてから，土地の地盤の影響を論ずるといふ手つゞきをとる必要はほとんどみとめられない。[7)]

名古屋市，大阪市等の被害はおほむね人工的埋立地におけるものである。一般に大きな被害はすべて冲積平野にあり，山地にはない。震央にちかくても山ばかりの三重縣南部には震害はない。知多半島・渥美半島・駿河灣西岸等の被害も小河川にそふ冲積平地である。

しかし河川の冲積地でも安倍川，大井川，豐川などの沿岸は，上述の高率被害地と震央距離において，ちがひがないにもかゝはらず，全然乃至ほとんど被害がない。天龍川

6) 縣合計が表にあるものの合計と一致してないのは被害の僅少な市町村はのせてないからである。軍關係の被害は死傷もこの表にはのつてゐない。※をつけた町村は流出または浸水家屋の報告のあるもので，つなみの被害のあつたことをしめす。

7) 水上博士が前揭地震研究所研究速報第 4 號においてこれをおこなつてをられるが，その場合もまづ冲積層はのぞくといふ地盤の考慮をさきだててゐる。

下流は太田川下流とほゞおなじ震央距離にあるが，その被害はよほどすくない。伊勢平野は一般に静岡愛知等の平野にくらべてずつと輕微である。このやうにおなじく沖積平野であつてもその耐震性能に相當變化のあることがあきらかにされた。

このやうなことは，すでに昭和 16 年7月の長野地震，昭和 18 年9月の鳥取地震，昭和 18 年 10 月の古間村地震などについて，いはゆる郵便法（Post-Card-Method）によつて震度階，ふりこ時計の停止率，人體感覺による有感率等いろいろのめやすによる震度の分布をしらべた際に，新潟縣の平野が富山縣の平野にくらべて地盤危險率が高いこと，松本平野を南北にきる線の兩側において震度の差があること等々の事實として注意され，細粒泥質の堆積物と粗粒の扇狀地物質の差とかんがへられたのであつた。[8] このことを示標として，この地震の震害分布をみてみると，天龍川流域と太田川流域（くはしくは辨財天川の流域といふべき部分もふくんでゐる）の差は丁度これと同様である。天龍川はあれ川で，常時は比較的水量すくなく，洪水時には增水して大きな礫を運搬してきて堆積するから，その平野は一般にあらい礫をおほくふくむ。太田川の沖積地はちかごろまで海であつて，泥質の海成層か，水量はおほいが，ながれのゆるい太田川等が運搬する細粒物質の沈澱した地層である。震害は前者（多摩川型T型）の沿岸が後者（隅田川型S型）の沖積地よりはるかにすくない。ごくちかくにあつてこのふたつの型を代表する組をあげてみると，清水市を貫流する巴川（S型）と靜岡市にのぞむ安部川（T型）遠州川崎町の勝間田川（S型）とその北の大井川（T型）などがある。豊川はT型，矢作川，木曾川，揖斐川，長良川はS型といへよう。伊勢平野が被害率のひくいことは河の性質よりもむしろ背後の山地の地質による堆積物質の影響が大きいやうに思へる。太田川勝間田川などはおもに第三紀の水成岩層をくづしてはこぶのに，伊勢平野の諸川は鈴鹿山地の花崗岩等からの珪質の材料を供給されてゐる。したがつて當然堆積物は，一方では泥質となり，一方は砂礫質となるわけである。

これらの事實は物理的に泥質の方が砂礫質より震動が家屋に對してひどくなるといふ理窟があつていふのではなく，逆にこの事實が物理的機構に暗示をあたへるものとかんがへられるべきものである。

以上の沖積地の分類はきはめていちゞるしい事實ではあるが，勿論さらに一段すゝめばいろいろの問題があることも當然であつて，類型化の第一段階としてのものにすぎないことはいふまでもない。（未完）

---

8) 宮村攝三「古間村地震（昭和 18 年 10 月 13 日野尻湖南部附近の激震）について」昭和 19 年3月地震研究所談話會發表．

第 I 表 東海道地震震害市町村別一覧表

番號	縣 郡 市	町 村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100 \times N_g/N$	半潰% $100 \times N_h/N$	被害指數 P
1-	靜岡縣			359003	5828	7815	1.6	2.2	2.7
1	富士郡	吉原町	201	2859	2	26	0.1	0.9	0.5
2	庵原郡	蒲原町	193	2096	1	11	—	0.5	0.3
3		興津町	182	1983	32	150	1.6	7.6	5.4
4		袖師村	179	1267	71	148	5.6	11.7	11.4
5	志太郡	廣幡村	153	717	2	10	0.3	1.4	1.0
6		葉梨村	152	856	—	3	—	0.4	0.2
7	榛原郡	御前崎村	131	734	1	—	0.1	—	0.1
8		白羽村	129	630	15	22	2.4	3.5	4.1
9		地頭方村	130	842	6	7	0.7	0.8	1.1
10		相良町	134	2137	17	194	0.8	9.1	5.3
11		菅山村	133	358	1	1	0.3	0.3	0.4
12		川崎町	140	2180	41	139	1.9	6.4	5.6
13		勝間田村	139	790	—	8	—	1.0	0.5
14		坂部村	142	457	3	5	0.7	1.1	1.2
15		金谷町	139	1839	—	3	—	0.2	0.1
16	小笠郡	掛川町	127	2383	62	137	2.6	5.7	5.5
17		曾我村	123	404	3	5	0.7	1.2	1.4
18		和田岡村	124	368	6	—	0.2	—	0.2
19		櫻木村	126	757	4	2	0.5	0.3	0.7
20		西郷村	128	595	5	54	0.8	9.1	5.4
21		西山口村	129	410	3	30	0.7	7.3	4.4
22		日坂村	136	298	—	1	—	0.3	0.2
23		西南郷村	126	227	4	5	1.8	2.2	2.9
24		上內田村	128	366	3	5	0.8	1.4	1.5
25		內田村	127	463	32	82	6.9	6.9	10.4
26		佐東村	126	297	4	20	1.3	6.7	5.2
27		土方村	124	590	1	4	0.2	0.7	0.5
28		中村	124	419	65	14	15.5	3.3	17.2
29		笠原村	117	639	9	15	1.4	2.3	2.6
30		横須賀町	118	1307	2	—	0.2	—	0.2
31		大淵村	119	452	7	43	1.5	9.5	6.3
32		大坂村	122	488	46	37	9.4	7.6	13.2
33		睦濱村	122	302	11	30	3.6	9.9	8.6
34		千濱村	124	573	58	252	10.1	44.0	32.1
35		池新田村	127	1070	4	26	0.4	2.4	1.6

Tabelle I. Erdbebenschäden vom Tokaido-beben

	非住家						總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
0.75	4154	4605	1.2	1.3	1.8	0.90	2017860	255		704	
0.08	2	—	0.1	—	0.1	∞	15749			9	0.6
0.09	2	12	0.1	0.6	0.4	0.17	12252				
0.21	4	10	0.2	0.5	0.5	0.40	11411	1	0.09	15	1.30
0.48	17	27	1.3	2.1	2.4	0.63	7279			4	0.55
0.20	4	—	0.6	—	0.6	∞	4275				
—	1	7	0.1	0.8	0.5	0.14	5593				
∞	—	—	—	—	—	?	4475				
0.68	20	28	3.2	4.4	5.4	0.71	3862				
0.86	9	3	1.1	0.4	1.2	3.00	4877	2	0.41	13	2.67
0.09	—	—	—	—	—	?	11889			4	0.34
1.00	—	—	—	—	—	?	2115				
0.30	67	68	3.1	3.1	4.6	0.99	12590				
—	1	—	0.1	—	0.1	∞	4955				
0.60	8	—	1.8	—	1.8	∞	2840				
—	1	—	0.1	—	0.1	∞	9894				
0.45	35	68	1.5	2.9	2.9	0.51	11661	2	0.17	16	1.37
0.60	4	8	1.0	2.0	2.0	0.50	2439				
∞	—	—	—	—	—	?	2153				
2.00	—	2	—	0.3	0.1	—	4304				
0.09	—	—	—	—	—	?	3473			1	0.29
0.10	1	1	0.2	0.2	0.4	1.00	2414				
—	—	—	—	—	—	?	1688				
0.80	3	2	1.3	0.9	1.8	1.50	1379				
0.60	6	1	1.6	0.3	1.8	6.00	2140				
1.00	31	27	6.7	5.8	9.6	1.15	2794				
0.20	—	—	—	—	—	?	1811				
0.25	4	—	0.7	0.0	0.7	∞	3507				
4.64	53	39	12.7	9.3	17.3	1.36	2297			2	0.87
0.60	18	4	2.8	0.6	3.1	4.50	3682				
∞	—	2	—	0.2	0.1	—	2426				
0.16	18	57	4.0	12.6	11.3	0.32	2619				
1.24	32	60	6.6	12.3	12.7	0.53	2649			3	1.13
0.37	—	—	—	—	—	?	1855			2	1.6
0.25	42	180	7.3	31.4	23.0	0.33	3331	4	1.28		
0.15	—	3	—	0.3	0.1	—	5899				

番號	縣 郡 市	町 村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害數指 P
36		朝比奈村	128	508	1	—	0.2	—	0.2
37		佐倉村	127	463	5	56	1.1	12.1	7.1
38		新野村	128	393	2	12	0.5	3.1	2.0
39		南山村	127	515	13	15	2.5	2.9	4.0
40		小笠村	128	661	34	40	5.1	6.1	8.2
41		平田村	126	744	324	206	43.5	27.7	57.4
42		横地村	130	294	135	12	45.9	4.1	48.0
43		六郷村	131	742	1	15	0.1	2.0	1.1
44		河城村	134	787	1	—	0.1	—	0.1
45		加茂村	130	273	33	5	12.1	1.8	13.0
46	周智郡	久努西村	120	478	130	75	27.2	15.7	53.0
47		山梨町	120	626	244	264	39.0	42.2	60.0
48		宇刈村	122	372	22	27	5.9	7.3	9.5
49		飯田村	123	567	11	28	1.9	4.9	4.4
50		園田村	123	423	25	38	5.9	9.0	10.4
51		一宮村	123	339	13	15	3.8	4.4	6.0
52		森町	126	1490	1	1	0.1	0.1	0.1
53	磐田郡	幸浦村	113	490	120	180	24.5	36.7	42.9
54		東淺羽村	113	272	63	48	23.2	17.6	32.0
55		豐濱村	112	452	89	44	19.7	9.7	24.6
56		西淺羽村	114	342	25	24	7.3	7.0	10.8
57		上淺羽村	116	556	218	100	39.2	18.0	48.2
58		久努村	121	629	220	106	35.0	16.9	43.4
59		袋井町	118	1760	586	67	33.3	3.8	35.2
60		田原村	114	378	300	50	79.4	13.2	86.0
61		御厨村	114	299	56	9	18.7	3.0	20.2
62		福田町	110	1133	239	281	21.1	24.8	33.5
63		於保村	110	427	91	228	21.3	53.4	48.0
64		南御厨村	112	257	157	206	61.1	80.2	101.2
65		磐田町	111	5254	100	136	1.9	2.6	3.2
66		長野村	108	495	23	38	4.6	7.7	8.0
67		袖浦村	105	530	34	40	6.4	7.5	10.2
68		掛塚町	105	1130	20	64	1.8	5.7	4.6
69		十東村	107	315	31	67	9.8	21.3	20.5
70		井通村	110	611	19	86	3.1	14.1	10.1
71		池田村	111	295	13	39	4.4	13.2	11.0
72		富岡村	112	475	2	5	0.4	1.1	0.9

	非	住	家				總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
∞	—	—	—	—	—	?	2986				
0.09	16	48	3.5	10.4	8.6	0.33	2758			1	0.36
0.17	4	8	1.0	2.0	2.0	0.50	2281				
0.87	3	11	0.6	2.1	2.2	0.27	2948				
0.85	30	35	4.5	5.3	7.2	0.87	3770	2	0.53	2	0.53
1.57	201	335	27.0	45.0	49.5	0.60	4100	8	1.95	11	2.69
11.2	172	62	58.5	21.1	69.0	2.76	1716	3	1.75	4	2.33
0.07	1	10	0.1	1.3	0.8	0.10	4091				
∞	2	2	0.3	0.3	0.4	1.00	4708				
6.60	15	7	5.5	2.6	6.8	2.07	1458				
1.76	133	78	27.8	16.3	36.0	1.71	2730	8	2.93	4	11.46
0.93	153	191	24.4	30.5	39.7	0.80	3385	22	6.52	47	13.90
0.82	25	17	6.7	4.6	9.0	1.47	2223	2	0.94		
0.39	22	47	3.9	8.3	8.0	0.47	3199			3	0.97
0.66	39	13	9.2	3.1	10.8	3.00	2505	2	0.80		
0.87	3	5	0.9	1.5	1.6	0.60	2020			1	0.50
1.00	4	—	0.3	—	0.3	∞	7172			1	0.14
0.67	53	50	10.8	10.2	15.9	1.06	3004	6	2.00	2	0.67
1.31	58	48	21.3	17.6	30.1	1.21	1510	1	0.67		
2.01	46	34	10.2	7.5	13.9	1.35	2593	6	2.31	8	3.08
1.04	13	15	3.8	4.4	6.0	0.87	1906	6	3.14	2	1.05
2.18	170	120	30.6	21.6	41.4	1.41	3052	8	2.62	3	0.98
2.04	139	112	22.1	17.8	31.0	1.24	3556	4	1.13	13	3.66
8.78	120	146	6.8	8.3	11.0	0.82	9486	64	6.75	58	6.12
6.00	50	030	13.2	7.9	21.2	1.66	2147	3	1.43	13	6.03
6.22	98	020	32.8	6.7	36.1	4.90	1684				
0.82	114	088	10.1	7.8	13.9	1.29	7655	6	0.78	22	2.88
0.40	70	011	16.4	2.6	17.7	6.36	2628	2	0.76	1	0.38
0.74	89	115	34.6	44.7	57.0	0.77	1517	4	2.64	5	3.30
0.74	58	100	1.1	1.9	2.1	0.58	27197	1	0.04	5	0.18
0.61	29	112	5.9	22.6	17.2	0.24	2749	2	0.73		
0.85	57	36	10.8	6.8	14.1	1.63	3126	2	0.64	3	0.96
0.31	27	16	2.4	1.4	3.1	1.69	5701	1	0.02	2	0.04
0.46	32	4	10.2	1.3	10.8	8.00	1918			1	0.52
0.22	34	71	5.6	11.6	11.4	0.48	3640			1	0.27
0.33	19	14	6.4	4.7	8.8	1.35	1548				
0.40	12	14	2.5	2.9	4.0	0.86	2997				

番號	縣郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
73		岩田村	114	325	1	3	0.3	0.9	0.8
74		向笠村	117	358	122	130	34.0	36.2	52.0
75		大藤村	115	348	1	4	0.3	1.1	0.9
76		今井村	118	322	301	22	93.5	6.8	96.9
77		三川村	120	502	117	41	23.3	8.2	27.4
78		廣瀬村	120	597	—	4	—	0.7	0.3
79		敷地村	122	291	—	3	—	1.0	0.5
80		光明村	122	819	—	—	—	—	—
81		龍川村	129	700	—	—	—	—	—
82		龍山村	132	718	—	1	—	0.1	0.1
83	濱名郡	三方ケ原村	108	635	1	—	0.2	—	0.2
84		可美村	100	1005	4	1	0.4	0.1	0.4
85		新津村	99	714	5	—	0.7	—	0.7
86		篠原村	97	1394	28	33	2.0	2.4	3.2
87		舞坂町	94	947	1	16	0.1	1.7	1.0
88		新居町	92	1822	18	56	1.0	3.1	2.5
89		白須賀町	89	697	18	19	2.6	2.7	3.9
90		鷲津町	94	1288	87	80	6.8	6.2	9.9
91		新所村	95	550	6	12	1.1	2.2	2.1
92		知波田村	96	427	1	10	0.2	2.3	1.4
93		入出村	97	498	53	60	10.6	12.0	16.7
94		村櫛村	96	538	17	—	3.2	—	3.2
95		南庄内村	98	358	6	4	1.7	1.1	2.2
96		北庄内村	101	863	2	5	0.2	0.6	0.5
97		和地村	103	476	16	17	3.4	3.6	5.1
98		吉野村	106	301	4	10	1.3	3.3	3.0
99		伊佐見村	102	833	6	8	0.7	1.0	1.2
100		神久呂村	100	872	6	4	0.7	0.5	0.9
101		雄踏村	97	1468	6	5	0.4	0.3	0.6
102		入野村	100	835	23	22	2.8	2.6	4.1
103		小野口村	113	1268	1	1	0.1	0.1	0.1
104		北濱村	114	2121	1	—	—	—	—
105		龍池村	115	414	—	7	—	1.7	0.8
106		豐西村	114	606	31	10	5.1	1.7	5.9
107		笠井町	112	1055	4	4	0.4	0.4	0.6
108		積志村	110	1674	2	—	0.1	—	0.1
109		長上村	109	927	4	8	0.4	0.9	0.9

	非	住	家				總人口	死者	死者‰	傷者	傷者 ‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N^h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
0.33	3	7	0.9	2.2	2.0	0.43	2017			3	1.49
0.94	250	150	69.6	41.7	90.4	1.67	2109	2	0.95	1	0.48
0.25	8	5	2.3	1.4	3.0	1.60	2054				
13.6	372	194	115.5	60.3	145.7	1.69	1917	7	3.65	50	26.05
2.86	290	158	57.8	31.5	73.5	1.84	3106	12	3.87	7	2.25
—	1	—	0.2	—	00.2	∞	3710				
—	1	2	0.3	0.7	0.7	0.50	1714				
?	3	5	0.4	0.6	0.7	0.60	4603				
?	—	1	—	0.1	0.1	—	3804				
—	—	—	—	—	—	?	4179				
∞	—	—	—	—	—	?	3915				
4.00	—	—	—	—	—	?	6724			8	1.19
∞	3	—	0.4	—	0.4	∞	4844				
0.85	20	27	1.4	1.9	2.4	0.74	9449			11	1.16
0.06	6	—	0.6	—	0.6	∞	5552				
0.32	32	54	1.8	3.0	3.2	0.59	10302			4	3.88
0.95	29	13	4.2	1.9	5.1	2.24	3989				
1.09	15	5	1.2	0.4	1.4	3.00	8612	12	1.39	17	1.98
0.50	6	10	1.1	1.8	2.0	0.60	2972	1	0.34	1	0.34
0.10	3	—	0.7	—	0.7	∞	2285			2	0.87
0.88	44	43	8.8	8.6	13.2	1.02	2683				
∞	—	—	—	—	—	?	3478	3	0.86	1	2.88
1.50	8	14	2.2	3.9	4.2	0.57	2190				
0.40	3	—	0.3	—	0.3	∞	4982				
0.94	8	17	1.7	3.6	3.5	0.47	2821				
0.40	4	2	1.3	0.7	1.7	2.00	1683				
0.75	11	24	1.3	2.9	2.8	0.46	5116				
1.50	8	—	0.9	—	0.9	∞	5538				
1.20	10	15	0.7	1.0	1.2	0.67	8431				
1.04	37	24	4.4	2.9	5.9	1.54	5261				
1.00	2	1	0.2	0.1	0.2	2.00	7538				
∞	1	—	—	—	—	∞	13697				
—	—	—	—	—	—	?	2785				
3.10	12	5	2.0	0.8	2.4	2.40	3762				
1.00	1	—	0.1	—	0.1	∞	6024				
∞	—	—	—	—	—	?	10118				
0.50	7	9	0.8	1.0	1.2	0.78	5932				

番號	縣 郡 市	町 村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家				
					全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
110		和田村	107	894	—	60	—	6.7	3.4
111		中の町村	109	1021	50	800	4.9	78.4	44.1
112		飯田村	106	579	10	70	1.7	12.1	7.8
113		芳川村	104	1015	38	100	3.7	9.9	8.7
114		河輪村	104	425	27	82	6.4	19.3	16.0
115		五島村	102	367	18	5	4.9	1.4	5.6
116	引佐郡	氣賀町	108	1577	12	7	0.8	0.4	1.0
117		中川村	110	574	3	8	0.5	1.4	1.2
118		都田村	113	721	1	3	0.1	0.4	0.3
119		金指町	110	261	3	1	1.1	0.4	1.3
120		東濱名村	102	935	2	—	0.2	—	0.2
121		三ケ日町	103	1874	1	—	0.1	—	0.1
122		龜玉村	116	1069	1	—	0.1	—	0.1
123	濱松市		102	33100	228	467	0.7	1.4	1.4
124	清水市		177	13142	620	1496	4.7	11.4	10.4
2-	愛知縣			667874	5845	17515	0.9	2.6	2.2
1	愛知郡	鳴海町	120	3086	5	6	0.2	0.2	0.3
2		豐明村	117	1500	3	50	0.2	3.3	1.9
3		東郷村	120	812	5	35	0.6	4.3	2.8
4		日進村	125	1603	1	4	0.1	0.2	0.2
5		天白村	124	1581	2	5	0.1	0.3	0.3
6		猪高村	130	1060	2	20	0.2	1.9	1.1
7	東春日井郡	小牧町	143	2825	—	1	—	—	—
8		味岡村	145	805	—	—	—	—	—
9		守山町	133	6289	1	5	—	0.1	0.1
10		品野村	143	1449	—	—	—	—	—
11	西春日井郡	北里村	142	839	—	40	—	4.8	2.4
12		師勝村	138	991	2	—	0.2	—	0.2
13		西春村	137	1292	2	—	0.2	—	0.2
14		春日村	136	419	—	—	—	—	—
15		清洲町	135	1050	—	—	—	—	—
16		新川町	134	2653	—	1	—	—	—
17	丹羽郡	布袋町	146	1520	—	2	—	0.1	0.1
18		犬山町	153	3054	—	1	—	—	—
19		古知野町	149	2965	—	1	—	—	—
20	北設樂郡	富山村	151	160	—	1	—	0.6	0.3
21	寶飯郡	一宮村	103	979	1	—	0.1	—	0.1

	非	住	家				總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
—	30	50	3.4	5.6	6.2	0.60	4979			8	1.60
0.06	50	400	4.9	39.2	24.5	0.08	5364	1	0.19	33	6.15
0.14	40	60	6.9	10.4	12.1	0.67	3632	3	0.83	28	7.72
0.38	80	100	7.9	9.9	12.8	0.80	5666	3	0.53	2	0.35
0.33	22	62	5.2	14.6	12.5	0.35	2446			7	2.86
3.60	10	7	2.7	1.9	3.7	1.43	2307	2	0.86	8	3.46
1.72	7	3	0.4	0.2	1.4	2.34	8664				
0.37	8	21	1.4	3.7	3.2	0.38	3505				
0.33	5	8	0.7	1.1	1.2	0.63	4172				
3.00	1	2	0.4	0.8	0.8	0.50	1329				
∞	5	—	0.5	—	0.5	∞	5125				
∞	—	—	—	—	—	?	9699				
∞	1	1	0.1	0.1	0.1	1.00	6507				
0.49	125	154	0.4	0.5	0.6	0.81	166346	21	0.12	167	1.00
0.41	65	285	0.5	2.2	1.6	0.23	68617	16	0.23	57	0.83
0.33	9228	14710	1.5	2.0	2.5	0.68	3369931	360		571	
0.83	20	4	0.6	0.1	0.7	5.00	17547				
0.06	100	200	6.7	13.3	13.3	0.50	6871			30	4.36
0.15	54	67	6.7	8.3	10.6	0.81	4435				
0.25	3	5	0.2	0.3	0.3	0.60	9464				
0.40	20	35	1.3	2.2	2.4	0.58	8205			5	0.61
0.10	15	80	1.4	7.5	5.2	0.19	5656			5	0.88
—	3	—	0.1	—	0.1	∞	13991			1	0.07
?	1	5	0.1	0.6	0.4	0.20	4186				
0.20	5	10	0.1	0.2	0.2	0.50	29278				
?	3	11	0.2	0.8	0.6	0.27	7321				
—	—	35	—	4.2	2.1	—	4552				
∞	—	—	—	—	—	?	6214				
∞	5	—	0.4	—	0.4	∞	6571				
?	4	2	1.4	0.7	1.7	2.00	2382				
?	5	10	0.5	1.0	1.0	0.50	5227				
—	—	20	—	0.8	0.4	—	13748				
—	3	4	0.2	0.3	0.3	0.75	8326				
—	—	2	—	0.1	—	—	14519				
—	—	3	—	0.1	0.1	—	16800				
—	—	—	—	—	—	?	806				
∞	—	—	—	—	—	?	—				

番號	縣郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
22		前芝村	92	558	7	179	1.3	32.1	17.3
23		小坂井町	95	1334	4	9	0.3	0.7	0.6
24		御津町	95	1534	—	1	—	0.1	—
25		蒲郡町	95	3459	—	2	—	0.1	—
26		形原町	95	1676	2	48	0.1	2.9	1.6
27	渥美郡	二川町	95	1821	17	23	0.9	1.3	1.6
28		高豐町	82	551	46	80	8.3	14.5	15.6
29		老津村	83	528	—	5	—	0.9	0.5
30		杉山村	81	523	12	30	2.3	5.7	5.2
31		神戸村	78	665	21	150	3.2	22.6	14.4
32		田原町	78	2403	55	224	0.3	9.3	4.9
33		野田町	75	568	23	60	4.1	10.6	9.3
34		赤羽根村	70	1097	35	77	3.2	7.0	6.7
35		伊良湖岬村	65	923	1	4	0.1	0.4	0.3
36		福江町	70	2163	115	255	5.3	11.8	11.2
37		泉村	73	699	—	12	—	1.7	0.9
38	碧海郡	安城町	107	5006	61	268	1.2	5.4	3.9
39		依佐美村	106	1899	252	347	13.3	18.3	22.4
40		高濱町	102	3254	98	146	3.0	4.5	5.3
41		新川町	99	2515	8	16	0.3	0.6	0.6
42		大濱町	97	2019	285	217	14.1	10.7	19.5
43		棚尾町	96	1172	24	43	2.0	3.7	3.9
44		旭村	98	1186	14	52	1.2	4.4	3.4
45		明治村	101	2457	64	177	2.6	7.2	6.2
46		櫻井村	102	1291	25	52	1.9	4.0	4.0
47		六ッ美村	98	1697	37	80	2.2	4.7	4.5
48		矢作町	107	2428	51	306	2.1	12.6	8.4
49		上鄉村	112	1561	8	94	0.5	6.0	3.5
50		高岡村	115	2340	60	182	2.6	7.8	6.5
51		富士松村	114	1515	28	161	1.8	10.6	7.2
52		知立町	112	2587	58	232	1.8	7.1	5.3
53		刈谷町	109	4710	183	1004	3.9	21.3	14.5
54	幡豆郡	西尾町	96	4106	134	201	3.3	4.9	5.7
55		平坂町	95	1856	206	189	11.1	10.2	16.2
56		寺津町	93	1075	44	122	4.1	11.3	9.8
57		一色町	90	3665	505	1019	13.8	27.8	27.7
58		福地村	92	1200	553	699	46.1	58.2	75.2

	非住家										
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	總人口 n	死者 n_t	死者‰ $1000n_t/n$	傷者 n_w	傷者‰ $1000n_w/n$
0.04	19	46	3.4	8.2	7.5	0.41	3187				
0.44	16	55	1.2	4.1	3.3	0.29	7203				
—	3	164	0.2	10.7	5.5	0.02	8291				
—	—	—	—	—	—	?	18082				
0.04	—	3	—	0.2	0.1	—	8770				
0.74	25	47	1.4	2.6	2.7	0.53	10337				
0.57	74	100	13.4	18.2	22.5	0.74	3297				
—	20	40	3.8	7.6	7.6	0.50	2991				
0.40	60	30	11.5	5.7	14.3	0.50	3254				
0.14	50	140	7.5	21.0	18.0	0.40	4211				
0.25	109	188	4.5	7.8	8.4	0.58	13277	2	0.15	1	0.08
0.38	80	120	14.1	21.1	24.7	0.67	3196			1	0.31
0.45	109	141	9.9	12.9	6.4	0.77	6011	3	0.50		
0.25	10	52	1.1	5.6	3.9	0.19	5202				
0.45	151	730	7.0	33.7	23.9	0.20	12026			2	0.16
—	36	86	5.2	12.3	11.3	0.42	39071			1	0.03
0.22	270	479	5.4	9.6	10.2	0.56	27851	1	0.04	20	0.72
0.73	816	976	43.0	51.4	68.7	0.84	9918	2	0.20	6	0.60
0.67	344	335	10.6	10.3	15.7	0.97	16109	1	0.06	4	0.24
0.50	130	73	5.2	2.9	6.6	1.78	12161			5	0.41
1.31	228	103	11.3	5.1	13.8	1.21	10238	4	0.39	20	1.95
0.56	48	33	4.1	2.8	5.5	1.45	6060	1	0.16		
0.27	143	46	12.1	3.9	14.0	3.11	6973	1	0.14		
0.36	356	184	14.5	7.5	18.2	1.93	13115	1	0.08		
0.48	98	79	7.6	6.1	10.7	1.24	6633	1	0.15		
0.46	100	76	5.9	4.5	8.1	1.31	9111	1	0.11	3	0.33
0.16	215	272	8.9	11.2	14.5	0.79	12752	2	0.16	7	0.55
0.09	77	108	4.9	6.9	8.4	0.71	8167				
0.33	207	296	8.8	12.7	15.2	0.70	12328			1	0.08
0.17	282	292	18.6	19.3	28.3	0.97	8381	1	0.12	1	0.12
0.25	107	121	3.3	3.7	5.1	0.88	13373	1	0.07	2	0.15
0.18	516	2091	11.0	44.4	33.2	0.25	25855	2	0.08	9	0.35
0.65	272	164	6.6	4.0	8.6	1.67	20147	6	0.30	3	0.15
1.09	234	191	12.6	10.3	17.8	1.25	10982	2	0.18	12	1.10
0.36	96	81	8.9	7.5	12.7	1.18	5637	3	0.53		
0.50	402	476	11.0	13.0	17.5	0.85	17631	14	0.79	25	1.42
0.79	300	500	25.0	41.7	45.8	0.60	6114	21	3.44	24	3.93

番號	縣郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家				
					全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
59		三和村	97	933	16	72	1.7	7.7	5.6
60		室場村	95	405	2	2	0.5	0.5	0.7
61		横須賀村	93	1822	89	142	4.9	7.8	8.8
62		吉田町	88	1537	195	417	12.7	27.1	26.3
63		幡豆町	89	1838	—	2	—	0.1	0.1
64	額田郡	岩津町	112	1765	1	7	0.1	0.4	0.3
65	西加茂郡	擧母町	122	4679	2	1	—	—	0.1
66		三好村	121	1240	20	173	1.6	14.0	8.6
67	葉栗郡	淺井町	150	948	—	7	—	0.7	0.4
68		北方村	152	801	2	4	0.2	0.5	0.5
69		木曾川町	150	2049	12	12	0.6	0.6	0.9
70	中島郡	稲澤町	140	3445	1	4	—	0.1	0.1
71		大和村	144	1314	—	—	—	—	—
72		今伊勢村	148	1785	1	—	0.1	—	0.1
73		奥町	149	1197	8	79	0.3	6.4	3.5
74		起町	147	3320	8	70	0.2	2.1	1.3
75		萩原町	144	1437	4	4	0.3	0.3	0.4
76		朝日村	144	1115	2	9	0.2	0.8	0.6
77		明治村	101	1348	2	302	0.1	22.4	11.3
78		祖父江町	141	2351	18	65	0.8	2.8	2.1
79		長岡村	141	1303	—	2	—	0.2	0.1
80		千代田村	135	1007	—	—	—	—	—
81		大里村	137	1198	1	1	0.1	0.1	0.1
82	海部郡	津島町	132	4752	18	13	0.4	0.3	0.5
83		神守村	132	1056	3	30	0.3	2.8	1.7
84		七寶村	131	1022	4	7	0.4	0.7	0.7
85		美和村	134	1140	1	20	0.1	1.8	1.0
86		甚目寺町	133	1539	3	2	0.2	0.1	0.3
87		大治村	131	890	1	8	0.1	0.9	0.6
88		富田村	127	1714	3	13	0.2	0.8	0.6
89		南陽村	124	1680	34	109	2.0	6.5	5.3
90		蟹江村	127	2367	23	90	1.0	3.8	2.9
91		永和村	128	773	8	11	1.0	1.4	1.7
92		十四山村	124	770	11	25	1.4	3.2	3.1
93		飛島村	121	645	123	157	19.1	24.3	31.2
94		鍋田村	121	732	85	112	11.6	15.3	19.8
95		彌富町	125	1202	13	5	1.1	0.4	1.3

全半潰比 N_g/N_h	非住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	總人口 n	死者 n_t	死者‰ $1000n_t/n$	傷者 n_w	傷者‰ $1000n_w/n$
0.22	30	76	3.2	8.1	7.3	0.39	4835			3	0.62
1.00	3	1	0.7	0.2	0.9	3.00	1998				
0.63	70	106	3.8	5.8	6.8	0.66	9113	2	0.22	4	0.44
0.47	104	176	6.8	11.5	12.5	0.59	6968	9	1.29	5	0.72
—	7	7	0.4	0.4	0.6	1.00	9766			1	0.10
0.14	3	6	0.2	0.3	0.3	0.50	9425			1	0.11
2.00	—	11	—	0.2	0.1	—	26179			7	0.27
0.12	139	394	11.2	31.8	27.1	0.35	7056	1	0.14	5	0.70
—	—	—	—	—	—	?	5173			1	0.19
0.50	24	15	3.0	1.9	3.9	1.60	4818				
1.00	65	15	3.2	0.7	3.5	4.30	13363			7	0.52
0.25	30	20	0.9	0.6	1.2	1.50	17621				
?	13	18	1.0	1.4	1.7	0.72	7419				
∞	31	21	1.7	1.2	2.3	0.15	10384				
0.04	14	—	1.3	—	1.3	∞	7251				
0.11	12	150	0.4	4.5	2.6	0.08	20160				
1.00	15	5	1.0	0.3	1.2	3.00	7427				
0.22	26	—	2.3	—	2.3	∞	6073				
0.01	15	213	1.1	15.8	9.0	0.07	7148				
0.28	22	200	0.9	8.5	5.2	0.11	12082	1	0.08		
—	1	7	0.1	0.5	0.3	0.14	1837				
?	—	110	—	10.9	5.5	—	5231				
1.00	5	102	0.4	8.5	4.7	0.05	6249				
1.38	7	3	0.1	0.1	0.2	2.34	22390				
0.10	17	53	1.6	5.0	4.1	0.32	5923				
0.57	7	8	0.7	0.8	1.1	0.87	5458				
0.05	11	11	1.0	1.0	1.4	1.00	6124				
1.50	20	26	1.3	1.7	2.1	0.77	8549				
0.13	12	13	1.3	1.5	2.1	0.92	5167				
0.23	8	23	0.5	1.3	1.1	0.35	9528	2	0.21		
0.31	34	77	2.0	4.6	4.3	0.44	8635	1	0.12		
0.26	25	46	1.1	1.9	2.0	0.54	11865	1	0.08		
0.73	8	21	1.0	2.7	2.4	0.39	4315				
0.44	26	53	3.4	6.9	6.8	0.49	4837				
0.78	127	106	19.7	16.4	27.9	1.20	3985	2	0.50	3	0.75
0.76	84	165	11.5	22.5	22.7	0.51	4479	1	0.22		
2.60	13	10	1.1	0.8	1.5	1.30	7349				

番號	縣 郡 市	町 村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
96		市江村	129	521	1	10	0.2	1.9	1.2
97		佐屋村	130	725	5	56	0.7	7.6	4.5
98		立田村	132	1150	14	49	1.2	4.3	3.3
99		八開村	138	833	3	9	0.4	1.1	0.9
100		佐織町	135	1747	2	12	0.1	0.7	0.5
101	知多郡	阿久比村	103	1587	40	151	2.5	9.5	7.3
102		東浦村	108	2408	92	161	3.8	6.7	7.2
103		大府町	111	2601	8	33	0.3	1.3	0.9
104		有松町	119	584	5	2	0.9	1.4	1.5
105		大高町	119	1520	4	75	0.3	4.9	2.7
106		上野町	115	2572	15	30	0.6	1.2	1.2
107		横須賀町	112	2130	25	30	1.2	1.4	1.9
108		八幡町	111	2310	4	73	0.2	3.2	1.8
109		岡田町	107	808	20	101	2.5	12.5	8.7
110		旭村	107	1311	—	20	—	1.5	0.8
111		三和村	97	1135	16	230	1.4	20.3	11.5
112		大野町	105	730	50	212	6.9	29.0	21.4
113		鬼崎村	102	1352	2	27	0.1	2.0	1.1
114		常滑町	99	2548	15	19	0.6	0.7	1.0
115		西浦町	95	1252	14	52	1.1	4.2	3.2
116		小鈴谷村	92	991	41	120	4.1	12.1	10.2
117		野間村	82	1011	6	25	0.6	2.5	1.8
118		[illegible]海町	86	1218	6	28	0.5	2.3	1.6
119		豐濱町	78	1360	22	51	1.6	3.8	3.5
120		師崎町	77	1173	10	52	0.9	4.4	3.1
121		日間賀島村	78	386	—	1	—	0.3	0.1
122		河和町	86	1422	71	73	5.0	5.1	7.6
123		富貴村	93	578	123	115	21.3	19.9	31.3
124		武豐町	94	1846	71	153	3.8	8.3	8.0
125	豐橋市		91	28415	85	335	0.3	1.2	0.9
126	一宮市		145	15418	6	7	—	—	0.1
128	瀬戸市		136	9104	—	1	—	—	—
128	半田市		99	10729	274	458	2.6	4.3	4.7
129	春日井市		140	7534	1	1	—	—	—
130	豐川市		99	16807	10	—	0.1	—	0.1
131	名古屋市		130	287123	1024	5820	0.4	2.0	1.4
3—	岐阜縣			256096	390	541	0.2	0.2	0.3

	非住家						總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
0.10	10	18	1.9	3.5	3.6	0.56	2892				
0.09	14	7	1.9	1.0	2.4	2.00	4000				
0.28	18	37	1.6	3.2	3.2	0.49	6249				
0.33	4	10	0.5	1.2	1.1	0.40	4419				
0.17	10	38	0.6	2.2	1.7	0.26	10136				
0.26	132	162	8.3	10.2	13.4	0.81	8953	2	0.22	2	0.22
0.57	193	145	8.0	6.0	11.0	1.33	12212			4	0.33
0.21	89	73	3.4	2.8	4.8	1.22	17708	3	0.17		
0.63	1	—	0.2	—	0.2	∞	2828				
0.05	—	4	—	0.3	0.1	—	8024				
0.50	1	32	—	1.2	0.7	0.03	13768				
0.83	125	400	5.9	18.8	15.3	0.31	12381	3	0.24	4	0.32
0.06	64	100	2.8	4.3	4.9	0.30	11884				
0.20	8	27	1.0	3.3	2.7	0.64	4559				
—	—	42	—	3.2	1.6	—	6990				
0.07	7	268	0.6	23.6	12.4	0.03	5593	1	0.18	21	3.75
0.23	59	151	8.1	20.7	18.4	0.39	3290	1	0.30	3	0.91
0.07	33	15	2.4	1.1	3.0	2.20	7526			5	0.66
0.79	39	214	1.5	8.4	5.7	0.18	11877	1	0.08	6	0.50
0.27	29	25	2.3	2.0	3.3	1.16	6002	1	0.17		
0.34	121	123	12.2	12.4	18.4	0.98	4996			1	0.50
0.24	51	92	5.0	9.1	9.6	0.55	4850				
0.21	37	21	3.0	1.7	3.9	1.75	5642				
0.43	—	—	—	—	—	?	8741				
0.19	24	33	2.0	2.8	3.5	0.73	6060	1	0.16		
—	—	—	—	—	—	?	2307				
0.97	81	97	5.7	6.8	9.1	0.84	9199	3	0.33	6	0.66
1.07	29	31	5.0	5.4	7.7	0.94	3608	1	0.33	3	0.99
0.46	134	169	7.3	9.2	11.8	0.83	9487			13	1.37
0.25	218	254	0.8	0.9	1.2	0.86	146845	5	0.03	21	0.14
0.86	18	—	0.1	—	0.1	∞	79691			6	0.08
—	7	20	0.1	0.2	0.2	0.35	41930				
0.60	181	106	1.7	1.0	2.2	1.71	49351	187	3.79	45	0.91
1.00	—	2	—	—	—	—	41255				
∞	4	39	—	0.2	0.1	0.10	40616				
0.18	173	399	0.1	0.1	0.1	0.44	1418200	51	0.04	191	0.13
0.72	467	438	0.2	0.2	0.3	1.07	1342175	14		43	

番號	縣	郡・市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
1		稲葉郡	鏡島村	159	803	1	1	0.1	0.1	0.2
2			佐波村	154	424	3	—	0.7	—	0.7
3			鶉村	155	372	—	4	—	1.0	0.5
4			黒野村	164	683	—	6	—	0.9	0.5
5		羽島郡	笠松町	153	1800	3	5	0.2	0.3	0.4
6			柳津村	154	512	6	4	1.2	0.8	1.6
7			松枝村	152	420	4	2	1.0	0.5	1.3
8			足近村	152	465	6	12	1.3	2.6	2.6
9			小熊村	153	555	7	2	1.3	0.4	1.5
10			福壽村	150	385	6	3	1.6	0.8	2.0
11			竹ケ鼻町	150	1883	23	32	1.2	1.7	2.1
12			正木村	150	709	11	7	1.6	1.0	2.1
13			江吉良村	148	430	5	13	1.2	3.0	2.7
14			堀津村	147	270	4	1	1.5	0.4	1.7
15			上中島村	146	482	14	8	2.9	1.7	3.8
16			下中島村	146	375	5	10	1.3	2.7	3.2
17			桑原村	144	527	8	20	1.5	3.8	3.4
18		海津郡	海西村	145	540	7	1	1.3	0.2	1.4
19			吉里村	142	343	2	11	0.6	3.2	2.2
20			東江村	138	321	3	7	0.9	2.2	2.0
21			今尾町	142	1152	8	36	0.7	3.2	2.3
22			高須町	140	714	14	18	2.0	2.5	3.3
23			西江村	137	326	42	23	12.9	7.1	16.5
24			大江村	135	257	11	10	4.3	3.9	6.3
25			石津村	135	560	16	34	2.9	6.1	6.0
26		養老郡	上多度村	148	358	17	11	4.8	3.1	6.4
27			下多度村	145	430	1	1	0.2	0.2	0.3
28			池邊村	143	572	20	20	3.5	3.5	5.3
29			廣幡村	150	263	9	20	3.4	7.6	7.2
30			笠郷村	148	736	61	85	8.3	11.5	14.1
31			小畑村	152	256	2	14	0.8	5.5	3.6
32			日吉村	153	326	1	2	0.3	0.6	0.6
33			多藝村	152	412	2	1	0.5	0.2	0.6
34		不破郡	表佐村	156	450	—	2	—	0.4	0.2
35		安八郡	洲本村	151	259	1	—	0.4	—	0.4
36			淺草村	150	263	2	2	0.8	0.8	1.2
37			川並村	153	433	2	1	0.5	0.2	0.6

	非	住		家							
全半潰比 N_g/N_h	全潰数 N_g	半潰数 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指数 P	全半潰比 N_g/N_h	総人口 n	死者 n_t	死者‰ $1000n_t/n$	傷者 n_w	傷者 ‰ $1000n_w/n$
1.00	—	3	—	0.3	0.2	—	4501				
∞	—	—	—	—	—	?	2412				
—	1	—	0.3	—	0.3	∞	2104				
—	—	2	—	0.3	0.2	—	3516				
0.60	2	—	0.1	—	0.1	∞	9125				
1.50	4	3	0.8	0.6	1.1	1.33	3445				
2.00	15	45	3.6	10.7	9.0	0.33	2239				
0.50	10	5	2.2	1.1	2.8	2.00	2475	1	0.40		
3.50	6	3	1.1	0.5	1.4	2.33	2814			1	0.35
2.00	7	3	1.8	0.8	2.2	2.33	2249			6	2.67
0.69	27	17	1.4	0.9	1.9	1.59	9168				
1.57	9	5	1.3	0.7	1.7	1.80	3723	1	0.27	1	0.27
0.38	2	5	0.5	1.2	1.1	0.40	2181				
4.00	13	10	4.8	3.7	6.7	1.30	1473				
1.75	6	12	1.2	2.5	2.5	0.50	2677	1	0.37		
0.50	20	3	5.3	0.8	5.7	6.66	1995				
0.40	14	10	2.7	1.9	3.7	1.40	2747				
7.00	3	—	0.6	—	0.6	?	2831				
0.18	2	8	0.6	2.3	1.8	0.25	1866				
0.43	7	2	2.2	0.6	2.5	3.50	1679				
0.22	13	79	1.1	6.9	4.6	0.16	5629				
0.78	14	9	2.0	1.3	2.7	1.55	3651	1	0.27		
1.83	18	18	5.5	5.5	8.3	1.00	1858				
1.10	18	6	7.0	2.3	8.2	3.00	1382				
0.47	21	18	3.7	3.2	5.3	1.17	3075	1	0.33		
1.54	19	8	5.3	2.2	6.4	2.38	1932			1	0.32
1.00	—	—	—	—	—	?	1946	1	0.51		
1.00	17	7	3.0	1.2	3.6	2.43	3269				
0.45	19	25	7.2	9.5	12.0	0.76	1298				
0.72	55	19	7.5	2.6	8.8	2.89	3691	1	0.27		
0.14	5	1	2.0	0.4	2.2	5.00	1241				
0.50	—	3	—	0.9	0.5	—	1642				
2.00	2	1	0.5	0.2	0.6	2.00	2108				
—	—	—	—	—	—	?	2086				
?	1	1	0.4	0.4	0.6	1.00	1423				
1.00	3	1	1.1	0.4	1.3	3.00	1305				
2.00	—	1	—	0.2	0.1	—	2393				

番號	縣郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	住家 半潰數 N_h	住家 全潰% $100\times N_g/N$	住家 半潰% $100\times N_h/N$	住家 被害指數 P
38		三城村	155	497	1	4	0.2	0.8	0.6
39		結村	155	440	4	2	0.9	0.5	1.2
40		名森村	150	852	1	9	0.1	1.1	0.7
41		福東村	148	419	1	2	0.2	0.5	0.5
42		大藪町	147	455	11	1	2.4	0.2	2.5
43		仁木村	145	533	2	1	0.4	0.2	0.5
44		和合村	157	265	3	1	1.1	0.4	1.3
45		中川村	157	679	2	—	0.3	—	0.3
46		南平野村	161	366	2	1	0.5	0.3	0.7
47		下宮村	159	486	2	1	0.4	0.2	0.5
48	揖斐郡	揖斐町	170	862	1	—	0.1	—	0.1
49		大和村	170	408	1	—	0.2	—	0.2
50		清水村	168	230	—	1	—	0.4	0.2
51		北方町	172	414	1	2	0.2	0.5	0.5
52	本巣郡	生津村	160	285	—	1	—	0.4	0.2
53		本田村	160	353	6	5	1.7	1.4	2.4
54		穂積村	148	732	1	1	0.1	0.1	0.2
55		船木村	160	382	—	1	—	0.3	0.1
56	山縣郡	富岡村	170	394	2	12	0.5	3.0	2.0
57	土岐郡	市之倉村	145	496	—	1	—	0.2	0.1
58		笠原町	150	1693	—	—	—	—	—
59	惠那郡	落合村	176	559	1	—	0.2	—	0.2
60		中津町	173	3786	—	1	—	0.1	0.1
61		坂下町	183	926	—	1	—	0.1	0.1
62		大井町	166	1225	1	—	0.1	—	0.1
63		坂本村	168	955	—	1	—	0.1	0.1
64		阿木村	161	688	3	4	0.4	0.6	0.7
65		陶町	150	782	—	2	—	0.2	0.1
66	岐阜市			38931	3	6	—	—	—
67	大垣市			11909	14	51	—	—	—
4—	三重縣			251905	1427	879	0.6	0.3	0.8
1	桑名郡	城南村	120	642	4	5	0.6	0.8	1.0
2		深谷村	126	786	3	3	0.4	0.4	0.6
3		野代村	128	217	3	7	1.4	3.2	3.0
4		七取村	130	348	16	21	4.6	6.0	7.7
5		楠村	126	211	1	3	0.5	1.4	1.2
6		長島村	125	818	2	3	0.2	0.4	0.4

	非	住	家				總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
0.25	1	1	0.2	0.2	0.3	1.00	3949				
2.00	—	1	—	0.2	0.1	—	2494				
0.11	10	16	1.2	1.9	2.2	0.63	4456				
0.50	—	—	—	—	—	?	2150				
11.0	—	—	—	—	—	?	2290				
2.00	2	—	0.4	—	0.4	∞	3183				
3.00	2	—	0.8	—	0.8	∞	1439				
∞	—	—	—	—	—	?	3709				
2.00	—	—	—	—	—	?	1961				
2.00	—	2	—	0.4	0.2	—	2607				
∞	—	—	—	—	—	?	3854				
∞	1	1	0.2	0.2	0.4	1.00	2086				
—	—	1	—	0.4	0.2	—	1244				
0.50	—	—	—	—	—	?	2039				
—	—	—	—	—	—	?	1812				
1.20	1	—	0.3	—	0.3	∞	1960				
1.00	1	—	0.1	—	0.1	∞	4049				
—	5	1	1.5	0.3	1.6	5.00	1824				
0.17	7	2	1.7	0.5	2.0	3.50	2047				
—	—	—	—	—	—	?	2496				
?	22	20	1.3	1.2	1.9	1.10	8387		2	0.24	
∞	—	—	—	—	—	?	3012				
—	—	—	—	—	—	?	18673				
—	—	—	—	—	—	?	4918				
∞	—	1	—	0.1	0.1	—	5693				
—	—	1	—	0.1	0.1	—	5124				
0.75	4	16	0.6	2.4	1.8	0.25	4255				
—	—	—	—	—	—	?	3797				
0.50	11	17	—	—	—	0.65	192143	3	0.02	6	0.04
0.27	19	23	—	—	—	0.83	63882	3	0.05	22	0.35
1.62	2581	2101	1.0	0.8	1.4	1.23	1219563	241		524	
0.80	9	—	1.4	—	1.4	∞	3332				
1.00	1	3	0.1	0.4	0.3	0.33	3955				
0.43	1	6	0.5	2.8	1.9	0.17	1081				
0.76	13	16	3.7	4.6	6.2	0.81	1776				
0.33	1	—	0.5	—	0.5	∞	1171	1	0.84	2	1.71
0.67	—	2	—	0.2	0.1	—	4066				

番號	縣	郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
7			木曾岬村	122	527	3	71	0.6	13.5	7.3
8			伊曾島村	120	346	4	11	1.2	3.2	2.8
9		員辨郡	員辨町	128	1194	—	1	—	0.1	—
10		三重郡	楠町	107	1081	5	5	0.5	0.5	0.7
11			河原田村	109	475	—	2	—	0.4	0.2
12			小山田村	113	702	5	—	0.7	—	0.7
13			川島村	116	392	1	2	0.3	0.5	0.6
14			神前村	117	598	—	1	—	0.2	0.1
15			櫻村	118	538	—	1	—	0.2	0.1
16			川越村	119	1158	2	2	0.2	0.2	0.3
17		鈴鹿郡	龜山町	108	2950	—	2	—	0.1	—
18			晝生村	104	436	1	1	0.2	0.2	0.3
19			井田川村	107	731	2	—	0.3	—	0.3
20			久間田村	111	635	1	2	0.2	0.3	0.3
21			深伊澤村	114	678	—	1	—	0.1	0.1
22			椿村	118	548	1	—	0.2	—	0.2
23			庄内村	115	534	2	—	0.4	—	0.4
24			白川村	113	344	—	3	—	0.9	0.4
25		河藝郡	一身田村	97	1027	—	4	—	0.4	0.2
26			天名村	103	360	3	2	0.8	0.6	1.1
27			合川村	102	436	—	4	—	0.9	0.5
28			榮村	102	589	—	3	—	0.5	0.3
29			白塚村	97	766	—	5	—	0.7	0.3
30		安濃郡	片田村	92	378	—	5	—	1.3	0.7
31			明合村	100	378	1	—	0.3	—	0.3
32		一志郡	久居町	89	2262	13	—	0.6	—	0.6
33			香良洲町	83	1031	21	20	0.2	0.2	0.3
34			戸木村	90	389	2	—	0.5	—	0.5
35			豐地村	83	396	—	15	—	3.8	1.9
36			川合村	88	652	5	8	0.8	1.2	1.4
37			中川村	84	460	4	9	0.9	2.0	1.9
38			豐田村	84	308	—	25	—	8.1	4.1
39			中原村	82	526	1	4	0.2	0.8	0.6
40			阿坂村	81	438	—	4	—	0.9	0.5
41			米ノ庄村	80	433	—	2	—	0.5	0.2
42			松ヶ崎村	79	497	5	6	1.0	1.2	1.6
43			鵲村	82	269	—	20	—	7.4	3.7

	非住家						総人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
0.04	7	30	1.3	5.7	4.2	0.23	3893				
0.36	8	16	2.3	4.6	4.6	0.50	1960				
—	1	—	0.1	—	0.1	∞	5691				
1.00	—	4	—	0.4	0.2	—	6523			30	4.60
—	—	5	—	1.1	0.5	—	2203				
∞	—	—	—	—	—	?	3246				
0.50	1	10	0.3	2.6	1.6	0.10	1888				
—	4	1	0.7	0.2	0.8	4.00	2968				
—	4	—	0.7	—	0.7	∞	2519				
1.00	12	2	1.0	0.2	1.1	6.00	5918			5	0.85
—	2	3	0.1	0.1	0.1	0.67	13495				
1.00	—	2	—	0.5	0.2	—	1911				
∞	3	5	0.4	0.7	0.7	0.60	3571				
0.50	3	3	0.5	0.5	0.7	1.00	3246				
—	5	—	0.7	—	0.7	∞	3316				
∞	—	—	—	—	—	?	2518				
∞	1	—	0.2	—	0.2	∞	2582				
—	—	1	—	0.3	0.1	—	1748				
—	5	5	0.5	0.5	0.8	1.00	4635				
1.50	3	6	0.8	1.7	1.7	0.50	1850				
—	2	—	0.5	—	0.5	∞	2163				
—	6	6	1.0	1.0	1.5	1.00	2795				
—	—	—	—	—	—	?	3907				
—	—	—	—	—	—	?	1944				
∞	—	2	—	0.5	0.3	—	1943				
∞	5	11	0.2	0.5	0.5	0.45	10063	1	0.01		
1.05	20	18	0.2	0.2	0.3	1.11	5934	1	0.17	3	0.51
∞	6	—	1.5	—	1.5	∞	1858				
—	—	—	—	—	—	?	1865				
0.63	6	1	0.9	0.2	1.0	6.00	3138				
0.44	10	11	2.2	2.4	3.4	0.91	2314			1	0.43
—	4	47	1.3	15.3	8.9	0.09	1535				
0.25	2	22	0.4	4.2	2.5	0.09	2456				
—	10	40	2.3	9.1	6.9	0.25	2233				
—	1	3	0.2	0.7	0.6	0.33	2157				
0.83	5	6	1.0	1.2	1.6	0.83	2250				
—	17	34	6.3	12.6	12.6	0.50	1437				

番號	縣郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
44		小野江村	84	358	—	15	—	4.2	2.1
45		雲出村	85	581	6	13	1.0	2.2	2.1
46	飯南郡	花岡町	75	1140	1	—	0.1	—	0.1
47		港村	77	583	4	31	0.7	5.3	3.3
48		松江村	78	658	1	13	0.2	2.0	1.1
49		宮前村	78	621	—	—	—	—	—
50		櫛田村	72	538	—	—	—	—	—
51		朝見村	73	355	—	—	—	—	—
52		西黒部村	76	438	2	2	0.4	0.4	0.6
53		機殿村	73	341	1	—	0.3	—	0.3
54		漕代村	71	455	—	4	—	0.9	0.4
55	多氣郡	大淀町	70	530	1	—	0.2	—	0.2
56		東黒部村	75	372	—	—	—	—	—
57		上御糸村	70	515	3	3	0.6	0.6	0.9
58		下御糸村	72	433	—	7	—	1.6	0.8
59		明星村	68	636	—	2	—	0.3	0.2
60		齋宮村	69	587	—	—	—	—	—
61		西外城田村	67	329	—	23	—	7.0	3.5
62		大杉谷村	82	375	—	7	—	1.9	0.9
63	度會郡	田丸村	64	545	1	—	0.2	—	0.2
64		二見町	60	1175	11	38	0.9	3.2	2.5
65		小俣町	64	1125	—	2	—	0.2	0.1
66		五ケ所町*	48	646	5	124	0.8	19.2	10.4
67		四郷村	58	865	—	3	—	0.3	0.2
68		御薗村	63	727	—	—	—	—	—
69		東外城田村	65	477	—	—	—	—	—
70		島津村*	57	650	58	231	8.9	35.5	26.7
71		吉津村*	55	767	36	103	4.7	13.4	11.4
73		鵜倉村*	51	606	1	9	0.2	1.5	2.4
73		中島村*	50	637	—	32	—	5.0	2.5
74		南海村*	46	637	10	28	1.6	4.4	3.9
75		宿田曾村	43	589	1	10	0.2	1.7	1.1
76		神原村*	45	286	2	9	0.7	3.1	2.3
77	阿山郡	柘植町	117	802	1	—	0.1	—	0.1
78		友生村	111	425	1	—	0.2	—	0.2
79	志摩郡	鳥羽町	56	1975	—	10	—	0.5	0.3
80		濱島町*	40	1107	1	3	0.1	0.3	0.2

	非住家										
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100 \times N_g/N$	半潰% $100 \times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	總人口 n	死者 n_t	死者‰ $1000n_t/n$	傷者 n_w	傷者‰ $1000n_w/n$
—	2	26	0.6	7.3	4.2	0.08	1781				
0.47	15	65	2.6	11.2	8.2	0.23	3031				
∞	—	19	—	1.7	0.8	—	5336				
0.13	5	22	0.9	3.8	2.8	0.27	3158				
0.08	3	1	0.5	0.2	0.5	3.00	3041				
?	4	—	0.6	—	0.6	∞	2914				
?	4	8	0.9	1.8	1.8	0.50	2358				
?	2	74	0.6	20.8	11.0	0.03	1833				
1.00	6	—	1.1	—	1.1	∞	2858				
∞	4	53	1.2	15.5	9.0	0.08	1811				
—	2	4	0.4	0.9	0.9	0.50	2458				
∞	5	4	0.9	0.8	1.3	1.25	2793				
?	4	—	1.1	—	1.1	∞	1892				
1.00	3	5	0.6	1.0	1.1	0.60	2518				
—	9	40	2.1	9.2	6.7	0.22	2581				
—	—	13	—	2.0	1.0	—	3368				
?	3	—	0.5	—	0.5	∞	3342				
—	—	15	—	4.6	2.3	—	1756				
—	—	—	—	—	—	?	1795	2	0.56		
∞	1	—	0.2	—	0.2	∞	2712				
0.29	22	47	1.9	4.0	3.9	0.47	6511				
—	1	18	0.1	1.6	0.9	0.06	6632				
0.04	12	12	1.9	1.9	2.8	1.00	3349				
—	—	14	—	1.6	0.8	—	4907				
?	1	63	0.1	8.7	4.4	0.02	3987	1	0.25		
?	2	101	0.4	21.2	11.0	—	2688				
0.25	34	29	5.2	4.5	7.4	1.17	2885	24	8.27	100	34.5
0.35	15	37	2.0	4.8	4.4	0.41	3625	36	9.93	185	51.00
0.11	2	7	0.3	1.2	0.9	0.39	3058	2	0.33		
—	1	9	0.2	1.4	0.9	0.11	2853				
0.36	—	—	—	—	—	?	3122			3	0.96
0.10	10	12	1.7	2.0	2.7	0.83	3783				
0.22	1	10	0.3	3.5	2.0	0.10	1977	1	0.50		
∞	—	—	—	—	—	?	3839				
∞	3	—	0.7	—	0.7	∞	2124				
—	2	11	0.1	0.6	0.4	0.18	9519	1	0.15		
0.33	9	14	0.8	1.3	1.4	0.64	5529			3	0.54

番號	縣郡市	町・村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家				
					全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
81		波切町	32	1190	3	9	0.3	0.8	0.6
82		和具町	33	949	—	4	—	0.4	0.2
83		菅島村	56	170	—	1	—	0.6	0.3
84		長岡村	46	530	—	2	—	0.4	0.2
85		的矢村	43	330	—	2	—	0.6	0.3
86		安乘村	40	474	—	—	—	—	—
87		國府村	39	221	—	—	—	—	—
88		甲賀村	37	397	—	1	—	0.3	0.1
89		志島村	36	205	—	—	—	—	—
90		名田村	33	130	—	5	—	3.8	1.9
91		船越村	32	549	1	3	0.2	0.5	0.5
92		片田村	31	722	—	5	—	0.7	0.3
93		布施田村	32	550	—	1	—	0.2	0.1
94		越賀村	34	417	1	—	0.2	—	0.2
95		御座村	37	223	—	—	—	—	—
96	北牟婁郡	尾鷲町*	72	3749	646	180	17.2	4.8	19.6
97		引本町*	71	850	1	14	0.1	1.6	0.9
98		長島町*	65	1231	7	—	0.6	—	0.6
99		錦町*	56	750	150	—	20.0	—	20.0
100		九鬼村*	70	528	—	2	—	0.4	0.2
101		須賀利村*	70	237	—	2	—	0.8	0.4
102		桂城村*	68	473	—	5	—	1.1	0.5
103		三野瀬村*	68	410	15	—	3.2	—	3.2
104	南牟婁郡	北輪内村*	73	622	14	46	0.2	7.4	3.9
105		南輪内村*	74	862	4	53	0.5	6.1	3.6
106		荒坂村*	76	388	19	—	4.9	—	4.9
107		新鹿村*	79	745	3	10	0.4	1.3	1.0
108		泊村*	81	348	1	16	0.3	4.6	2.6
109	津市		91	16779	81	106	0.5	0.6	0.8
110	四日市市	四日市	113		101	312			
111		富田	113		45	156			
112		合計	113	24422	146	468	0.60	1.9	2.6
113	宇治山田市		60	13670	54	459	0.4	3.4	2.1
114	松阪市		76	7463	8	33	0.1	4.4	2.3
115	桑名市		121	9188	13	41	0.1	0.4	0.3
116	上野市		116	7279	—	1	—	—	—
117	鈴鹿市		105	11039	17	99	0.2	0.9	0.6

	非住家						總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
0.33	8	42	0.7	3.5	2.4	0.19	5598				
—	1	6	0.1	0.6	0.4	0.17	5243				
—	—	4	—	2.4	1.2	—	1146				
—	—	—	—	—	—	?	3234				
—	2	—	0.6	—	0.6	∞	1565				
?	3	—	0.6	—	0.6	∞	2489				
?	4	32	1.8	14.5	9.0	0.13	1244				
—	1	—	0.3	—	0.3	∞	2240				
?	1	1	0.5	0.5	0.7	1.00	1040				
—	1	—	0.8	—	0.8	∞	596				
0.33	10	20	1.8	3.6	3.6	0.50	2227				
—	3	6	0.4	0.8	0.8	0.50	3202				
0	1	1	0.2	0.2	0.3	1.00	2475				
∞	—	3	—	0.7	0.4	—	2110				
?	2	6	0.9	2.7	2.2	0.33	978				
3.58	44	2	1.2	0.1	1.2	22.0	16139	36	2.23	7	0.43
0.07	1	—	0.1	—	0.1	∞	4254	2	0.47	2	0.47
∞	17	—	1.4	—	1.4	∞	5450	3	0.55	1	0.18
∞	—	—	—	—	—	?	3388	43	1.27	3	0.89
—	—	—	—	—	—	?	2297	2	0.87		
—	—	—	—	—	—	?	1175				
—	—	—	—	—	—	?	2060				
∞	—	—	—	—	—	?	1840	2	1.01	1	0.54
0.02	27	12	4.3	1.9	5.3	2.25	2629				
0.08	—	16	—	1.9	0.9	—	3552	23	8.44		
∞	2	2	0.5	0.5	0.8	—	1876	3	1.60		
0.30	5	15	0.7	2.0	1.7	0.33	3505	13	3.71		
0.06	3	—	0.9	—	0.9	∞	1715				
0.76	11	55	0.1	0.3	0.2	0.20	77853	3	0.04	45	0.58
0.32	148	157				0.94		7		37	
0.29	43	43				1.00		16		34	
0.31	191	200	0.8	0.8	1.2	0.95	121994	23	0.19	71	0.58
0.12	86	481	0.6	3.5	2.4	0.18	63583	7	0.11	21	0.33
0.24	9	37	0.1	5.0	2.6	0.24	33062			2	0.06
0.32	8	3	0.1	—	0.1	2.67	52320	1	0.02	37	0.88
—	1	—	—	—	—	∞	30863				
0.17	58	76	0.5	0.7	0.9	0.71	58432				

番號	縣郡市	町村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
5—	奈良縣			129258	89	163	0.1	0.2	0.2
1	添上郡	櫟本町	128	1167	2	—	0.2	—	0.2
2		帶解町	129	556	1	—	0.2	—	0.2
3	生駒郡	郡山町	133	4376	11	7	2.5	1.6	3.3
4		昭和村	132	662	3	—	0.5	—	0.5
5		片桐町	134	1102	1	5	0.1	0.5	0.3
6	山邊郡	丹波市町	126	3036	3	3	0.1	0.1	0.2
7		朝和村	125	927	6	15	0.7	1.6	1.5
9		二階堂村	129	1547	5	9	0.3	0.6	0.6
9	磯城郡	三輪町	121	837	1	—	0.1	—	0.1
10		櫻井町	120	2921	2	3	0.1	0.1	0.1
11		柳本町	123	609	3	40	0.5	6.6	3.8
12		織田村	123	633	1	1	0.2	0.2	0.2
13		纏向村	123	556	2	1	0.4	0.2	0.5
14		大福村	122	613	2	—	0.3	—	0.3
15	高市郡	八木町	124	1076	2	—	0.2	—	0.2
16		眞菅村	126	688	1	—	0.1	—	0.1
17		天滿村	127	536	1	—	0.2	—	0.2
18		耳成村	125	1363	—	8	—	0.6	0.3
19		川東村	125	1218	19	12	1.6	1.0	2.1
20		川西村	129	1061	2	—	0.2	—	0.2
21		三宅村	130	723	4	40	0.5	5.5	3.3
22		都村	128	452	3	—	0.7	—	0.7
23		平野村	129	572	3	—	0.5	—	0.5
24	北葛城郡	高田町	129	5131	3	9	0.1	0.2	0.2
25		下田村	124	603	1	3	0.2	0.5	0.5
26		二上村	136	638	1	1	0.2	0.2	0.3
27		馬見村	131	805	1	2	0.1	0.2	0.2
28		百濟村	128	362	1	—	0.3	—	0.3
29		瀬南村	130	452	1	2	0.2	0.4	0.4
30	吉野郡	國樔村	107	545	—	1	—	0.2	0.1
31		川上村	102	1596	—	1	—	0.1	—
32	奈良市		131	13682	3	—	—	—	—
6—	滋賀縣				7	76			
1	東淺井郡	竹生村	173	552	5	30	0.9	5.4	3.6
2		朝日村	176	692	—	4	—	0.6	0.3
3		速水村	175	649	—	3	—	0.6	0.3

	非住家										
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_h	總人口 n	死者 n_t	死者‰ $1000n_t/n$	傷者 n_w	傷者‰ $1000n_w/n$
0.55	244	0.2	0.2	0.3	1.45		1			17	
∞	1	—	0.1	—	0.1	∞	5922				
∞	—	—	—	—	—	?	2540				
1.57	2	12	0.4	2.7	1.7	0.17	17982			3	0.17
∞	—	—	—	—	—	?	3527				
0.20	11	3	1.0	0.3	1.1	3.67	5443			3	0.55
1.00	2	2	0.1	0.1	0.1	1.00	17274				
0.40	48	92	5.2	9.9	10.2	0.52	4581			4	0.87
0.56	19	6	1.2	0.4	1.4	3.16	7975				
∞	2	4	0.2	0.5	0.5	0.50	3692				
0.67	3	13	0.1	0.4	0.3	0.23	13472				
0.08	41	8	6.7	1.3	7.4	5.13	2755				
1.00	—	—	—	—	—	?	3109				
2.00	—	—	—	—	—	?	2828			1	0.35
∞	3	—	0.5	—	0.5	∞	2843				
∞	1	—	0.1	—	0.1	∞	4654				
∞	1	—	0.1	—	0.1	∞	3453				
∞	—	—	—	—	—	?	2878				
—	—	—	—	—	—	?	6056				
1.58	72	6	5.9	0.5	6.2	12.0	6034				
∞	2	—	0.2	—	0.2	∞	5136				
0.10	—	—	—	—	—	—	3588				
∞	5	—	1.0	—	1.0	∞	2051				
∞	—	3	—	0.5	0.3	—	2816				
0.33	5	8	0.1	0.2	0.2	0.63	23682			2	0.08
0.33	5	2	0.8	0.3	1.0	2.50	3049				
1.00	3	3	0.6	0.6	0.9	1.00	3337				
0.50	—	4	—	0.5	0.2	—	4063	1	0.25		
∞	2	—	0.6	—	0.6	∞	1849				
0.50	1	2	0.2	0.4	0.4	0.50	2367				
—	—	—	—	—	—	?	2570				
—	—	—	—	—	—	∞	6962			1	0.14
∞	5	—	—	—	—	∞	60215			3	0.05
0.09	28	38				0.74					
0.17	11	17	2.0	3.1	3.5	0.65					
—	—	—	—	—	—	?					
—	—	—	—	—	—	?					

番號	縣 郡 市	町 村	震央距離 Δkm	總戸數 N	住家 全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P
4		大郷(オホサト)村	170	1045	—	30	—	2.9	1.4
5	伊香(イカ)郡	古保利(コボリ)村	178	425	2	8	0.5	1.9	1.4
6		七郷(ナナサト)村	179	326	—	1	—	0.3	0.2

	非住家						總人口	死者	死者‰	傷者	傷者‰
全半潰比 N_g/N_h	全潰數 N_g	半潰數 N_h	全潰% $100\times N_g/N$	半潰% $100\times N_h/N$	被害指數 P	全半潰比 N_g/N_g	n	n_t	$1000n_t/n$	n_w	$1000n_w/n$
—	8	11	0.8	1.1	1.5	0.73					
0·25	8	10	1.9	2.4	3.1	0.75					
—	1	—	0.3	—	0.3	∞					

8. Geographische Verteilung der Gebäudeschäden des Tokaido-bebens vom 7. Dez. 1944.

(Eerste Mitteilung)

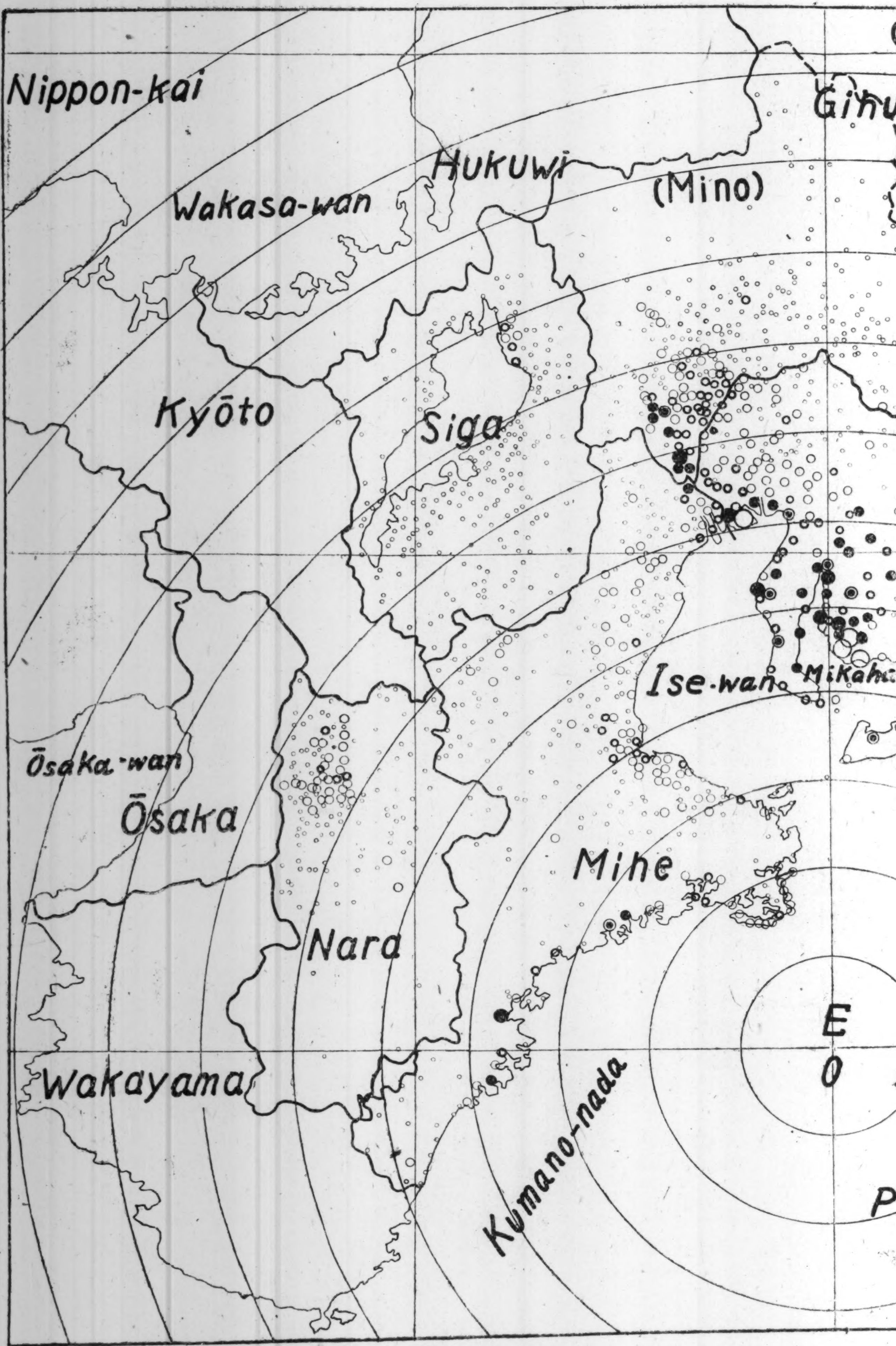
von Setumi MIYAMURA,
Institut für Erdbebenforschung.

Am 7. Dezember 1944 wurde die ganze Gegend des Mitteljapans von einem starken Erdbeben erschüttelt und die Katastrophe vebreitete sich über die Provinzen von Sizuwoka, Aiti, Gihu, Mihe u. a. Nach der damaligen Veröffentlichung vom Zentralen Meteorologischen Observatorium sei das Epizentrum 137°E, 34°N (wovon noch nicht ohne Zweifel). (s. Fig. 1)

Die geographische Verteilung der Gebäudeschäden dieses Bebens war sehr merkwürdig darin daβ sie eine enge Beziehung zwischen den Gebäudeschäden und den Untergrundvethältnissen zeigte. Tabelle I enthält die Data der Gebäudeschäden und Menschenverluste von Städten und Dörfern, und Fig. 1 ist die Karte der geographischen Vertreilung der Wohnungsschäden.

Die Gebäudeschäden verteilen sich im Allgemeinen nur über die alluvialen Tiefebenen, aber von den Alluvein erleiden nur die schlammigen, und die kieseligen sind dagegen beinah ohne Schaden.

Im I. Kapitel wird als Einleitung einige zusammenfassende Erörterungen dieses Bebens kurz erwähnt. II. Kapitel diskontiert die Gebäudenschadestätistik des Erdbebens überhaupt, und III. Kapitel gibt allgemeine Übersicht der geographischen Verteilung der Gebäudeschäden dieses Bebens.



Nippon-kai
Hukuwi
(Mino)
Wakasa-wan
Kyōto
Siga
Ise-wan
Ōsaka-wan
Ōsaka
Mie
Nara
Wakayama
Kumano-nada
E
0

(Hida)
Nagano
Yamanasi
Sizuwoka
Aiti
Suruga-wan
Wensyū-nada
Taihei-yō
Δ (km)
20 40 60 80 100 120 140 160
P (%) >20 >15 >10 >5 >1 >0 =0

9. 地震による木造家屋の被害度

名古屋帝國大學理學部物理學教室　宮　部　直　已

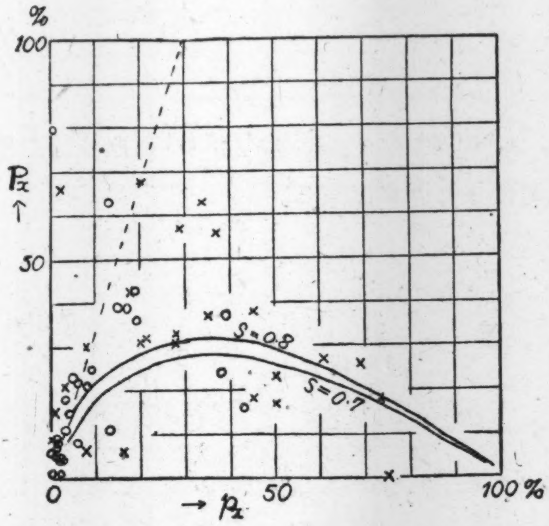
(昭和20年11月20日發表 —— 昭和21年3月22日受理)

1. 地震動に關する性質を調べるのに從來，木造家屋の全潰率——全潰戸數の全戸數に對する割合——の分布によつていた。この方法はかなりの成果を收めたが，地震の際に尙半潰と稱する程度の被害もあるのでこれをも勘定に入れては如何であろうという考えで，最近宮村氏の一試案がある。

昭和 19 年 12 月 7 日の東海地震に際して，その木造家屋の被害程度を表わす量として，宮村氏は[1]

全潰率+0.5×半潰率

なる量をとり，その分布を調べた。これは，全潰と半潰とを等價とせず，半潰に 0.5 の重價を附して考慮に入れたもので，これも一つの考え方であるに相違ない。併し，茲で問題になるのは，重價を斯様に一定としてよいかということである。地震の破壞力が大となるに從つて全潰率も半潰率もともに增大するならば恐らく問題はないと思われる。卽ちその場合には常に半潰率の何パーセントかが全潰率に對應すると考える事も不自然ではないからである。然るに，實際には，全戸數には限があるから全潰戸數がある程度以上に多くなれば，半潰戸數は必然的に減少せざるを得ないことになる筈である。實際，この傾向は，昭和 20 年 1 月 13 日の三河地震の際の木造家屋の被害分布に就いて認められる。第1圖は同地震の際の全潰率と半潰率の關係を圖示したもので，○は町村村を單位とした率，×は字を單位とした率に關するものである。



第　1　圖

この圖から想像される様に，全潰率が大となつた場合に半潰率が減る傾向は實際存在するようである。

この様な場合にも，宮村氏の如き方法

1) 宮村攝三　地震研究所彙報速報 4 (1945).

を採用してはならぬという理由はない。唯，その場合，被害率の梯尺の歪みがより大きくなると思われるのみである。[2] この點を幾分是正する意味で筆者は，

(全潰率) $+w\times$ (半潰率)

を以て被害度を表わす數とし，w が全潰率の大いさによつて異なると考えた。併し，そうしても w のとり方は未だ任意であつてよいわけである。そこで w を定めるのに次の様な考え方を試みた。

2.　前項における係數 w は，謂はば半潰率を相當全潰率に直す爲の係數だとも考えられる。夫故，第1圖の全潰率と半潰率との關係を半理論的にでも求め得れば，それから，w を出して，これによつて前述の被害度を算出すればよい。その爲には次の様に考えてみた。

先づ，今後の便宜の爲に

p_x ：地震動の加速度が x なる時の木造家屋全潰率

P_x ：地震動の加速度が x なる時の木造家屋半潰率

$$p_x'=p_x+P_x$$

とする。當然，$P_x=p_x'-p_x$ である。この中 p_x については，既に物部博士[3] によつて論じられた様に

$$p_x=\frac{h}{\sqrt{\pi}}\int_{-\infty}^{x}e^{-h^2x^2}dx \tag{1}$$

なる式が成立つものとすれば p_x' についても，同様な式

$$p_x'=\frac{h}{\sqrt{\pi}}\int_{-\infty}^{x'}e^{-h^2x'^2}dx \tag{2}$$

が成立つと考えて大過ないであろう。但し，x，x' は夫々 p_x，p_x' が 50 % なる時の値を原點にとつてあるから，$x'=x+s$ の如く考えることが出來る。

玆で

$$hx=\frac{u}{\sqrt{2}}\qquad hx'=\frac{u'}{\sqrt{2}} \tag{3}$$

の如き置き換えを行えば，

---

2) 被害度の梯尺の歪みが大きくなるということも考え方次第かもしれない。玆に言ふ意味は全潰率が大きい場合，全戸數に限りがあるということから必然的に半潰率は小さくなるから，宮村氏の方式に從うと，半潰率の影響の加わり方が小さ過ぎるのではないかということである。

3) 物部長穂　震災豫防調査會報告　100 (1925).

$$x'=\frac{u}{h\sqrt{2}}+s$$

で，(1)，(2)式は夫々，

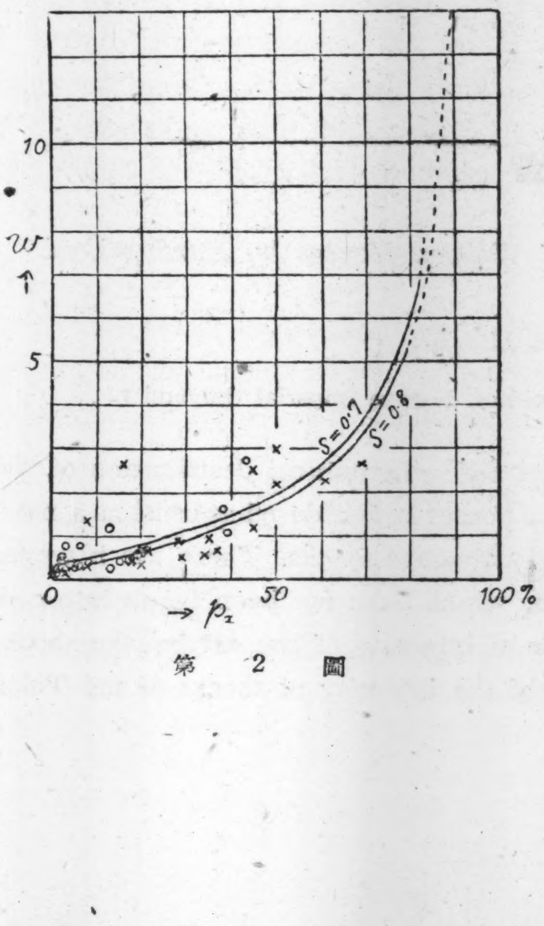
$$p_x=\frac{1}{2}\cdot\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{-\infty}^{\frac{u}{h\sqrt{2}}}e^{-\frac{u^2}{2}}du$$

$$p_x'=\frac{1}{2}\cdot\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{-\infty}^{\frac{u}{h\sqrt{2}}+s}e^{-\frac{u'^2}{2}}du'$$

とすることが出來る。夫故，$\frac{u}{h\sqrt{2}}$，$\frac{u}{h\sqrt{2}}+s$ に夫々適當な値を入れれば，

$$\Phi(x)=\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{x}^{\infty}e^{-\frac{x^2}{2}}dx.$$

の表を用いて p_x，p_x' を計算することが出來る。w が p_x' を p_x の相當値に直す係數だとすれば，第1圖について求め得べき理論的曲線上の各點に於ける p_x/P_x である。而して，第1圖の實際の點の分散の容子から p_x が10%位より小さいところでは，p_x と P_x との關係が略々直線的であると見られる。そこで，その場合の p_x/P_x を求めてみると凡そ $w=\frac{1}{3}$ になる。この値を用いて逆に s の値を算出すると $s=0.8\sim0.7$ とすればよいようである。そこり $s=0.8$, 0.7 の二つの場合につき，p_x 及び $P_x=p_x'-p_x$ を計算し，之を圖示したのが，第1圖における二つの實曲線である。實際の點は甚だしく分散してゐるが，分散を生ずる理由は多々あるから，この程度に p_x と P_x との關係の傾向が示されればよいのではないかと思われる。



第 2 圖

尙，實際問題としてはwの値を知り度いのであるから

$$w=\frac{p_x}{P_x}=\frac{1}{\frac{p_x'}{p_x}-1}$$

を利用して算出される w と p_x との關係を，實際のデータについて算出された p_x/P_x と p_x との關係とを夫々曲線及び點によつて示したものが第2圖である。

第3圖　1945 年1月13日三河地震の被害度の分布

第2圖は第1圖と本質的には同等なものであることは言うまでもない。

3.　前述の如くにして求めた w を用いて

$$（全潰率）+w\times（半潰率）$$

を計算し，三河地震の場合についてその分布を示したものが第3圖である。尚，これは町村單位の全潰率及び半潰率を用いたものである。

この結果は，當然のこと乍ら，全潰率の分布と著しく異なる所はないが，被害度は鮮鋭に示される様である。

以上は一つの試案に過ぎないのであつて，更に二三の場合について試みた上で改めてその方法についての檢討を加えたいと考えている。相當に手數を要するから，その手數に應じた成果が得られなければ，寧ろ全潰率のみを問題にした方が事柄は簡單かもしれない。

---

9. *The Degree of Destruction of Wooden Houses by Earthquakes.*

By Naomi MIYABE,

Institute of Physics, Faculty of Science, Nagoya Imperial University.

1. In studying destructive earthquakes, the geographical destribution of the percentage of totally d:s royed wooden houses is cons dered as ususl as a measure of the distribution of intensity of earthquake shocks. There are however many houses, being partially destroyed, which have not been taken into consideration in discussing the distribution of intensity of the earthquake shock. Recently, in studying the distribution of the intensity of shocks of the Tokai

earthquake of Dec. 7, 1944, Miyamura took the quantity,

(Percentage of totally destroyed wooden houses)

+0.5 (Percentage of partially destroyed wooden houses),

as a measure for the degree of destruction by this earthquake shocks.

We are however aware of the fact, that when the percentage of the totally destroyed houses is considerably large, the percentage of the partially destroyed houses become necessarily smaller.

2. For the sake of our convenience, we hereafter call

p_x for the percentage of totally destroyed wooden houses, where earthquake acceleration is x;

P_x for the percent ge of partially destroyed wooden houses, where earthquake acceleration is x;

and $p'_x = p_x + P_x$

In Fig. 1, the values $P_x = p_x' - p_x$ are plotted against p_x from which we notice that p_x' increases as p_x increases, when p_x is smaller, but p_x reaches its maximum at a certain value of p_x and then it becomes decreasing when p_x is larger.

Although the points in Fig. 1 are so dispersed that the above mentioned relation between P_x and p_x in not shown clearly, the tendency that P_x becomes d creasing when p_x is larger may be notable.

If the relation between p_x and p_x revealed in Fig. 1 be adopted as appropriate for determining the factor that reduces P_x to the equivalent percentage of totally destroyed houses, the value designat s the degree of destruction as estimated by Miyamura should be too small, especially when p_x is larger.

In connection with this point, we consider as follows. It was already pointed out by Mononobe[2] the value of p_x is given by

$$p_x = \frac{h}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{x} e^{-h^2 x^2} dx \qquad (1)$$

It may rather be natural that a similar reltaion will also be applicable for p_x', but as the house may be partially destroyed by smaller acceleration, the expression for p_x' will be given by

$$p_x' = \frac{h}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{x'} e^{-h^2 x'^2} dx \qquad (2)$$

By substituting in (1) and (2) the relation

1) S. Miyamura, *Bull. Earthq. Res. Inst., Special Bull.*, 4 (1945).

2) N. Mononobe, *Bull. Earthq. Invest. Com.*, 100 D, (1925).

$$\left.\begin{aligned} h_x &= \frac{u}{\sqrt{2}} \\ h_x' &= h(x-s) = \frac{u}{\sqrt{2}} - hs = \frac{u'}{\sqrt{2}} \end{aligned}\right\}, \qquad (3)$$

we have

$$p_x = \frac{1}{2}\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{-\infty}^{\frac{u}{h\sqrt{2}}} e^{-\frac{u^2}{2}} du$$

and

$$p_x' = \frac{1}{2}\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_{-\infty}^{\frac{u}{h\sqrt{2}}-s} e^{-\frac{u'^2}{2}} du ,$$

where s is the difference between the magnitudes of accel rations x and measuered in arbitrary scale corresponding respectively to p_x and to p_x', having the same magnitude as p_x.

Thus we can calculate the values of P_x and p_x for given values of $\frac{u}{h\sqrt{2}}$ and $\frac{u}{h\sqrt{2}}-s$ by using the numerical table of th function

$$\Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_x^{\infty} e^{-\frac{x^2}{2}} dx,$$

Practically, it is required to get the val es of the factor by which the value of P_x is reduciable to equivalent percentage of totally destroy d houses, so as to calculate the value designating the degree of destruction by earthquake shocks.

Suppose that the degree of de truction is given by

$$D_x = p_x + wP_x$$ [3]

where the coefficient w is given by

$$w = \frac{p_x}{P_x} = \frac{1}{\frac{p_x'}{p_x} - 1} \qquad (4)$$

On the other hand, from Fig. 1, we easily obtain $w=1/3$ for smaller value of p_x, which gives the difference s between $\frac{u}{h\sqrt{2}}$ and $\frac{u}{h\sqrt{2}}-s$, of 0.8~0.7. Applying this value, the theoretical relation between p_x a d p_x' is calculated and shown by smooth curves in Fig. 1.

The curve of w calculatee with the equation (4) as a function of p_x is shown in Fig. 2, in which the values of p_x/p_x calculated from p actical data obtained in the case of the Mikawa earthquake of 1945 are plotted.

---

3) In Miyamura's trial w is assumed to be 0.5, and in our present trial w is taken to be variable for wide range as shown by the curve in Fig 2.

3. Since, as shown in Figs. 1, 2, the above consideration seems to be more or less plausible, we calculate D_x for the case of the recent Mikawa Earthquake and the distribution of D_x is shown in Fig. 3.

It may not be interesting to find that the distribution of D_x is not much different from that of p_x. It may however be notable that in the distribution of D_x the portion where was severely attacked by earthquake shock is more sharply expressed than in the distribution of p_x.

Application of this method is attempted in cases of other destructive earthquakes, the results will be discussed in due course.

10. 昭和21年3月の櫻島噴火

地震研究所 萩原尊禮
表俊一郎
村内必典
明石和彦
山田重平

（昭和21年4月16日，5月21日發表——昭和21年6月30日受理）

緒言

櫻島は昭和21年3月上旬活動を始め，同年5月下旬一應その活動が熄むまで，約2ヶ月半に亙り噴煙を續け，且つ相當多量の新熔岩を流出した。筆者等は櫻島噴火の報を得てから，地震計4臺，スピリツトレベル傾斜計1臺，反射望遠寫眞機1臺其の他の觀測器具を携帶して同島に赴き，一部の者は3月27日より4月25日に至る期間此處に滯在して火山現象の觀測及び觀察を行つた。

過去の活動狀況

櫻島は鹿兒島灣内にある周圍約 40km の島であるが，去る大正3年の大噴火の際流出した熔岩により大隅半島との間にあつた瀨戸と云ふ狹い海峽が埋められたので今では僅かに陸續きとなつて嚴密には島ではない。全島，熔岩，火山彈，火山砂礫等の火山噴出物からなり，これ等の火山岩は何れも珪酸60～65%を含む中性の複輝石安山岩である。島の中央に海拔約1000mの北岳（御岳），南岳等があり，かつて地質時代にこれ等の岳の中央火口の活動により成層火山たる今日の山容が形作られたものである。

有史時代の櫻島は3回の大噴火の記錄がある。その一つは西歷 1468 年より 1478 年に至る約10年間の大活動で，所謂文明熔岩が流出してゐる。その二は1779年より1781年に至る4年間の大活動で所謂安永熔岩が流出してゐる。その三は大正3年（1914年）の大噴火で，所謂大正熔岩が流出してゐる。これ等の大噴火のあつた後は比較的靜穩な時代が續き，時折小噴火を行ふに過ぎず熔岩を流出することはなかつた。有史時代に入つてからは，中央火口の大活動はなく有史時代の三大噴火は何れも龜裂噴火（Fissure eruption）である。卽ち，山體の中央を通る一方向に龜裂を生じこの龜裂線上に噴火を起し，山腹に幾つかの火口群を生じ，そこから爆發し且つ熔岩を流出してゐる。そして，この三大噴火は何れの場合も必ず山體中央の兩側に噴火を起し所謂兩側噴火の形式をとつてゐた。文明噴火，安永噴火，大正噴火の火口群の配列を見ると，南岳山頂火口を通り，夫々 N50°E，N20°E，N70°W の方位角を持つ直線の上に規則正しく乘つてゐるのが見られる。要するに，地下の大きな岩漿溜から强大な壓力を以て熔岩がこの龜裂に貫入し，その一部が地上に流出したものと考へられる。

今回の噴火の經過を述べるに先立ち，これと密接な關係のある大正3年の大噴火について簡單に述べておく必要がある。大正3年の大噴火は實に大規模な噴火であつて，明治以來日本で火山

に關する學術的の調査が始められるやうになつてから今日まで他に匹敵するものがない程である。それは極めて顯著な地震群を前驅として，1月 12 日 10 時先づ南岳東側の山腹に噴火を起し，相次いで南岳東側の鍋山付近にも噴火を起した。爆發的活動は次第に勢力を增し，黒煙は高く立ち昇り，火口から噴上げられた浮石，火山灰は主に西風のため東方に飛び東山麓の黒神部落はその落下により全く埋沒し，西北山麓の諸部落も亦熔岩片の落下と落雷のために火災を生じて燒失した. 爆發的活動は噴火第1日の午後から翌第2日午前に至るまで最も盛であつたが，第2日の午後，熔岩の大流出が始まるに至つて爆發は著しく衰へた。熔岩の流出は數日にして止り，後はこの熔岩が斜面に沿つて次第に流下したと云ふ。東南方に流下した熔岩は瀬戸，脇，有村の3部落を埋め，西方に流下した熔岩は1部落を埋めた。

この噴火は約半年で概ね鎭靜に歸し，その後約 20 年間は極めて靜穩な時を過し僅かに南岳山頂火口と山腹の數箇所で水蒸氣を噴く程度であつた。

大正の噴火によつて櫻島及其の周圍の地域は著しい土地の沈下を起した。噴火後行はれたこの地方の水準線路の改測結果によると，沈下は廣い範圍に亙り，鹿兒島灣北岸では約 50cm の沈下が認められた。沈下の最も著しい所は櫻島の北部で 2m 餘の沈下を起した。この沈降は主に噴火後半年位の間に除々に行はれたもののやうである。その後この沈下は次第に回復し，昭和7年（1932年）に行はれた水準路の改測によると，著しく沈下は回復し所によつては大正噴火前の水準にまで立戻つた狀態であつた。[1)]

ところが昭和 10 年（1935年）9月に至り，數回の火山性地震に續いて南岳山頂火口に噴火が起り，約1箇月間間歇的に爆發的小噴火が續いた。その後は南岳の噴煙は斷續

第1圖　有村部落より噴煙を望む（4月2日）この様な噴煙が長期間續いた。

1)　宮部直巳　震研彙報 12 (1934), 471.

的に行はれたが昭和 14 年 (1939年) に至つて顯著になり, つひに同年 10 月に南岳東方の山腹, 海拔750m のところに噴火を生じ頻々とした爆發が約半月續き, 赤熱の熔岩片を盛に噴上げたが熔岩を流し出すには至らなかつた。この活動に際しては小規模の噴火熱雲 (Hot avalanche) の噴出があつたやうである。[1] この噴火口は丁度大正噴火の龜裂線上に位してゐるが, 大正噴火の火口群よりは高い位置にある。其後噴火は靜まり新火口は僅かに水蒸氣を噴くのみであつた。

今回の噴火

今回の噴火は上に述べた昭和 14 年の新火口の位置に起つたものである。本年3月に入つてこの火口から屢〻爆音を伴つて噴煙が高く立昇つた。この噴煙は3月 10 日頃からは連續的に行はれるやうになつた。島民は始め餘り氣に止めなかつたが, 火口から熔岩が流れて山麓に向ふのに氣付いてから大いに驚いた。3月 11 日有村部落の青年團員が登山したときは熔岩流は既に有村の北方海拔 300m の附近にまで達してゐたと云ふ。

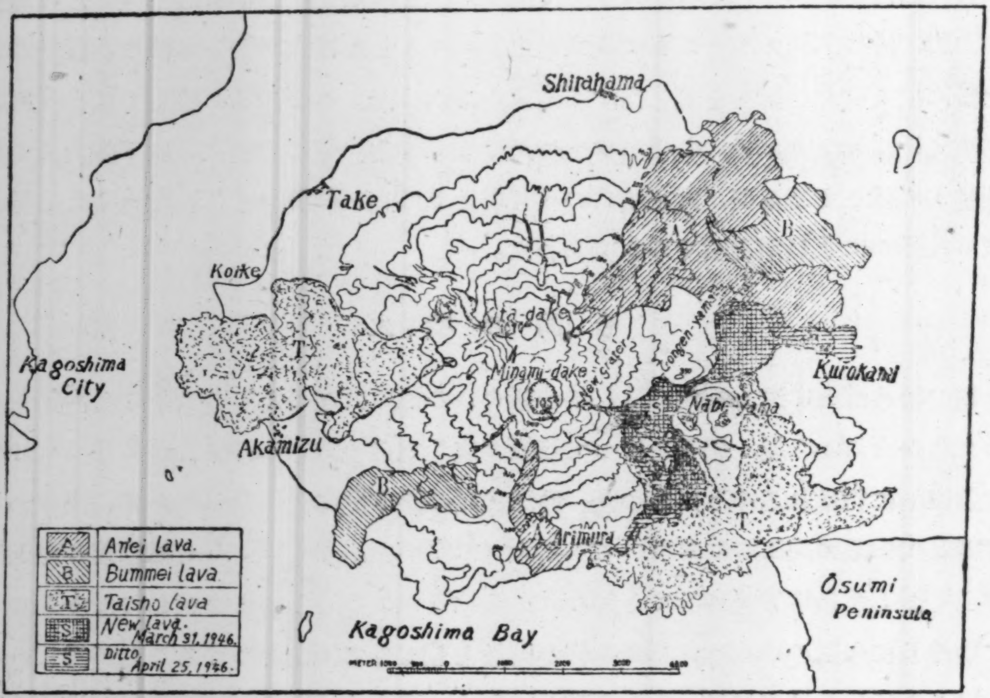
このやうに今回の噴火は何時が初めか漠然としてゐて區劃をつけることが難しい。また何時から熔岩の流出が始つたかも確かでなく, 恐らく 10 日頃であらうと推定されるだけである。鹿兒島測候所のウィヘルト地震計の記録した火山性微動は 11 日まで斷續してゐたが 11 日 18 時 14 分から以後は全く間斷なく繼續するやうになつたと報告されてゐるから, その頃から本格的の活動に入つたと考へられるであらう。また, 今回の噴火は前後を通じて殆ど有感地震が起つてゐない。噴火の初期に有村において注意深い人が1~2回微震を感じたに過ぎぬ程度である。携帶した地震計 (周期0.1sec, 倍率100) は島内の有村, 赤水, 武, 白濱の4點に設置し3月 26 日より4月中旬まで觀測を行つたが1回も地震は記録されなかつた。

噴火はその後間斷なく續き, 立續けの爆音とともに黑煙を噴き赤熱の熔岩片を噴き飛ばしその岩片は大きいものは徑 3m に及ぶものもあるのが山麓から觀察された。岩片は火口から 500 m以上の距離へも飛散し, 夜間はこれが花火の樣に美しく見えた。火口の活動は目立つた消長なく, 長く續いたのであるが, 有村においては爆音による戸障子の振動は3月 20 日頃が最も激しく, 其の後は極めて除々に減小したやうである。

熔岩流

火口からの熔岩の流出は噴火の初期から末期にかけて絕えず續けられた。火口から流れ出た熔岩流は東側の 34 度の急斜面を下つて鍋山西方の鞍部に至り, 二手に分れ一方

1) 津屋弘逵・水上武 震研彙報 18 (1940), 318.

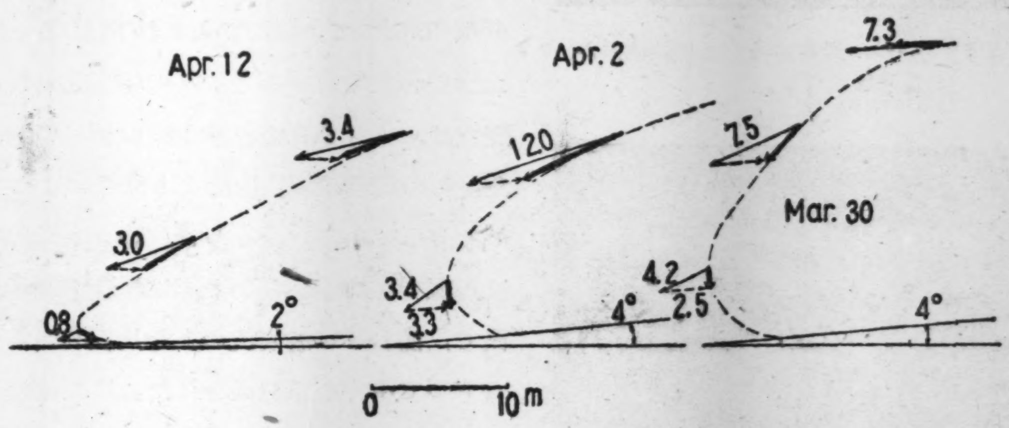


第　2　圖

は鍋山と權現山（何れも古い寄生炭山）との中間を通つて黑神部落上方の平坦地に展開し，此處を每時 10m 內外の速さで前進し，黑神部落の方向へ向つた。黑神部落に近づくに及び安永熔岩と噴火期不明の熔岩臺地との間の狹い谷に遮られて一時その速度を每時 1m 程度に落したが，ついにこれを乘越して，4月5日黑神部落を埋沒し，海中に進入した。そして更に黑神村海岸より 500m の距離にある濱島と稱する小さい島も埋めて更に沖の方へ進出した。もう一方の南方に向つた熔岩流は，鍋山の麓の幾つかの大正噴火口を埋め，大正熔岩の上を下り一端は大正熔岩の西端の澤に入り，この澤に沿つて4～5度の傾斜面を每時2～3米の速度で有村部落へと向つて進み，4月9日には海岸沿ひの縣道にまで進出し，更に有村部落の一部を埋めて海中に入つた。第2圖には3月末日及び4月 25 日現在の熔岩流先端の擴りの狀況を示してある。

熔岩流の表面は冷却して固結し黑色或は茶褐色を呈してゐるが，少し內部は赤熱の狀態にあり，割目からそれがよく見えた。光學溫度計による測定の結果は，3月 31 日黑神村における熔岩流の先端附近で最高 900°C が得られ，4月6日有村方面の熔岩流で最高 950°C が得られた。岩石の熱傳導度は極めて小であるし，流出後岩石內部からのガスの逸散は餘り盛でなかつたことから見て，火口から流出後熔岩流內部は餘り冷却してゐないと見られるから，こゝに測定された溫度は噴出當時の溫度と大きな違ひはないものと思はれる。從つて噴出時の溫度は大約 1000°C と思つてよいであらう。

この種の安山岩質熔岩は玄武岩質熔岩に比べて，一般に粘性が極めて大きいから，流下速度も極めて緩慢で，熔岩流の厚さも亦大である。流れと云ふより寧ろ匍匐（Creeping）と云つた方が適當かも知れない。その前面は斷崖に近い形をとり，固結部分がガサガサ崩れ落ちながら徐々に進むのである。第3圖は，有村熔岩流の先端の動きを示してゐる。これは熔岩流上に適當な目標物（特徴ある岩塊の樣なもの）を定めて，前方の適當な位置よりその目標の動きを小型測距儀（基線長 20cm）及び「ハンドレベル」を用ひて測定したものである。圖の細いベクトルは約2時間に亘る測定から得た各點の運動速度を示し



第3圖　有村熔岩流の先端の運動
單位　m/hour
細實線　觀測値
太實線　合成ベクトル
破線　熔岩流水平速度の負値

てゐる。太いベクトルは，各點の運動速度から熔岩流の最先端の移動する速度（破線）をベクトル的に差引いたもので，熔岩と共に動く座標から見た各點の速度を表してゐる。

火口付近の情況

熔岩が火口から流出する狀況は東又は南風の日に火口の東方から望遠鏡によつてよく觀察することができた。これも流れ出ると云ふよりもしぼり出されるといふ方があてはまるかも知れない。恰も固くなつた繪具をチューブから無理にしぼり出すときに似てゐる。火口の活動の情況は極く大ざつぱに言つて3段階に分けることができた。即ち，第4圖に示すやうに，（1）一つの大きな爆發が濟むと火口は一時靜かな狀態になる。（2）そのうち，カルメラ狀に表面に幾つかの龜裂の入つた赤熱の熔岩が火口にもり上つて來る。その龜裂からは爆發的にガスが噴出る。（3）そこで大爆發が起つてこのカルメラ狀の熔岩を全部空中に飛散させる。この樣なことが絶えず繰返される。このもり上つて來

（1） 一つの爆發が濟むと比較的靜かな狀態になる。

（2） カルメラ狀の熔岩が除々に押上げられてきて，龜裂からは時々爆發的にガスを吹く。

（3） 大きい爆發が起つて熔岩を吹飛ばす

第4圖　火口活動の3段階

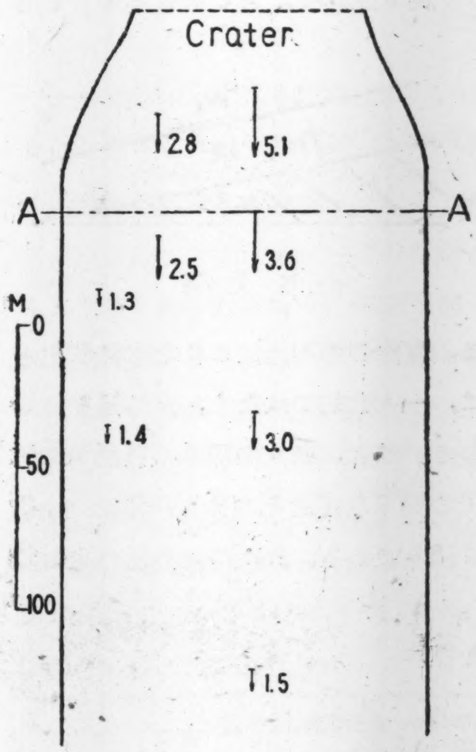
た熔岩の一部は火口から斜面へ送り出されて熔岩流となる。熔岩は火口から離れゝば如何に大きな塊でも表面は忽ち輻射よつて冷却して黑色になる。

火口から流出した熔岩は約34°の斜面を下つて鍋山山麓の鞍部に達する。この急斜面の熔岩は，幅約130米，厚さは最も厚い所で約40m であつて，側面からこれを見ると恰も土手の様な恰好である。この熔岩流の表面の速度は，4月9日には第5圖の如くであつた。この速度は鍋山附近より測量によつて求めたものである。ところが，時々火口から更に高溫で粘性の小さいと思はれる熔岩が溢れ出て，前の厚い熔岩流の上を比較的速い流速で下つてゆくのが觀察された。この流動性の大きい熔岩流は，4月7日の觀察では平均約5分の間隔で現れた。この流速を側面より測定した結果を第6圖に示してある。

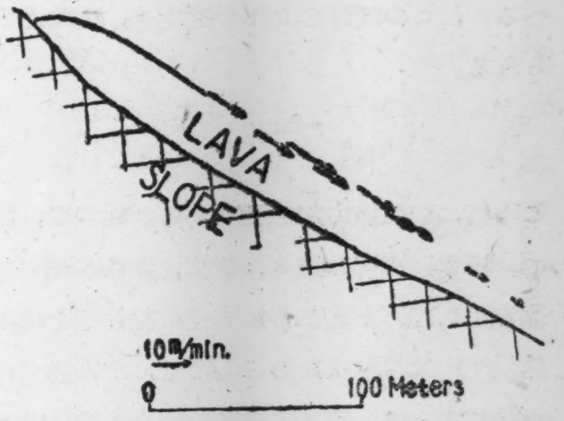
火口からどの位の割合で熔岩が流出してゐたかを知るには，熔岩流の或る斷面を一定時間に通過する熔岩の量を考へればよい。先づ流速の小さい方の熔岩流について火口から70m 下方の斷面積を求めてみると，約 3000平方 m となる。こゝの表面の速度は測定されてゐるが，內部の速度は不明である。斜面を自重で流れる粘性流體の一次元の定常運動を考へると，その速度は表面に近い程大きくなるが，その平均は表面速度の 2/3 になる。現在の場合は概略の値を調べるのであるから，この關係を使ふと，1日の流出量として

$$7.6\times10^5 \quad m^3/day$$

が得られる。



第5圖　火口直下の熔岩流速單位 m/min A A は火口より 70m の線



第6圖　火口直下の熔岩の上へ更に溢れ出る熔岩の速度

流動性の大きい方の熔岩流は，間歇的に現れその厚さも薄いが流速が大きいので流出量は前のものより却つて大きい，即ち，厚さを平均 3m，幅 100m，流れの長さ 13m，表面の速度 13m/min とし，これが5分に1回の割合で現れるとすれば，1日の流出量として

$$11\times10^5\quad m^3/day$$

となる。結局

$$(7.6+11)\times10^5=19\times10^5\ m^3/day$$

即ち，一日約200萬立方米が4月7日頃の火口からの熔岩流出量となる。噴火は約75日間經續し，終りまで熔岩の流出を續け，その間大きな消長はなく，終りに近づくに從ひ極めて除々に流出量を減少して行つたやうである。假に上の流出量の割合で50日經續したと考へると，今回の總流出量として約1億立方 m 即ち0.1立方粁が得られる。これは大森博士の計算した大正噴火の熔岩流の總體積1.5立方粁に[1]比べると $^1/_{10}$ 以下である。今回の噴火は熔岩の流出總量から云へば，大正噴火の $^1/_{10}$ 以下の規模であつたと云へるのである。

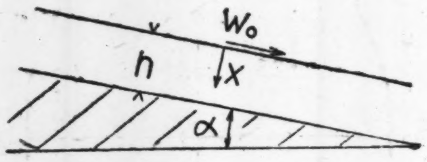
熔岩の粘性

熔岩流を一つの粘性流體の流れと見做せば，その運動の狀態から粘性係數を決めることができる。簡單のため一次元の問題とし運動を定常的と考へて，第7圖のやうに，傾

1)　火山 2 (1934~1936), 281.

斜角 α の斜面を，厚さ h，密度 ρ，粘性係數 μ の流體が自重によつて流れる場合を考へると，この流體の表面の速度 w_0 は次式で與へられる。[2)]

$$w_0=\frac{\rho g \sin\alpha h^2}{2\mu}$$



第 7 圖

こゝに，g は重力加速度である。從つて，熔岩流の，厚さ，表面の速度，密度，斜面の傾斜角等を測定すれば，上式から熔岩の粘性係數を決定できる。實際の熔岩流はこれを定常狀態と見做すには異論はないとしても，上に述べたやうに，一次元的ではなく，或る幅を持つた流れであり，厚さも流れの中央と端とで異つてゐる。然し，我々の現在の目的では粘性係數の order だけを知ればよいのであるから，上の簡單な式をそのまゝ採用し $\rho=2$ として計算した。實際に求めた數値は第1表に示す通りである。比較のため他の火山の熔岩の粘性係數も示してある。

第　1　表

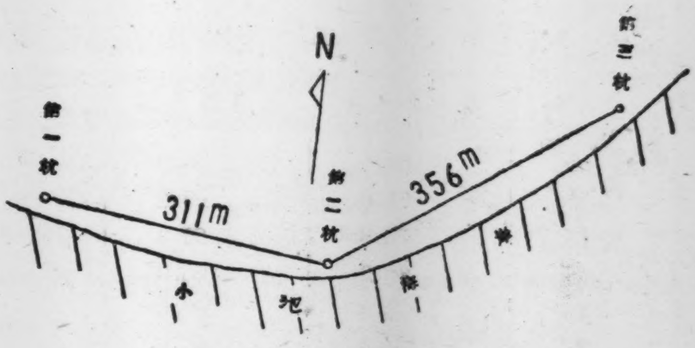
熔岩流	岩石	溫度	流速 (w_0)	平均の厚さ (h)	平均の幅	傾斜角 (α)	粘性係數 (μ)	密度	測定者
火口直下の熔岩流（流動性小なるもの）	安山岩	約 1000°C	0.1 cm/sec	35m	130m	34°	1.1×10^9	2	著者
火口直下の熔岩流（流動性大なるもの）	安山岩	約 1000°C	15.7 cm/sec 8.2 cm/sec 12.0 cm/sec	4.0m 2.0m 2.6m	100m	34° 34° 34°	5.5×10^6 2.7×10^6 3.3×10^6	2	著者
有村熔岩	安山岩	950°C	0.10 cm/sec	30m		2°	3.0×10^9	2	著者
Alika flow (1919) Mouna' Loa	玄武岩	1150～1200°C	5m/sec	6m	9m	7°	4.3×10^4	1.4	Nichols [2)]
1887 flow Kau, Hawaii	玄武岩	1150～1200°C	0.3 m/sec	2m	1km	4°	4.8×10^4	1.4	Nichols
三宅島	玄武岩	約 1000°C	4m/sec	10m	40m	17°	7×10^5	2	萩原 [3)]
三原山	玄武岩	1060°C					5×10^4		永田 [4)]

1) 萩原尊禮　震研彙報　19 (1941), 300.
2) R. L. Nichols : *Journ. Geol.*, 47 (1939) 290.
3) 萩原尊禮　震研彙報　19 (1941), 209.
4) 永田武・高橋龍太郎　震研彙報　15 (1937), 1047.

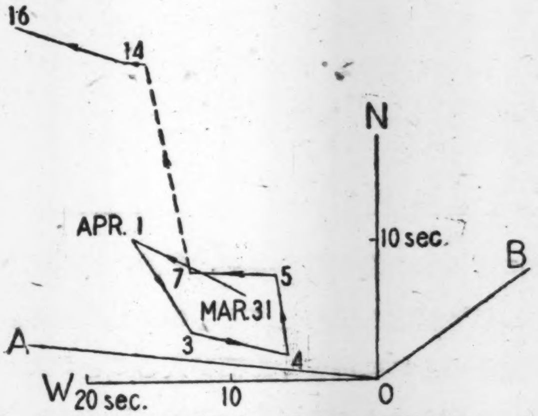
傾斜變化の觀測

今回は輸送上制限を受けたので，土地傾斜觀測用として小型のスピリツトレベル1臺だけを携帶した。この器械は直徑 2cm 長さ 10cm スピツトレベル（感度 5″）の一端に回轉軸を取付け，他端をインバール製マイクロメーターで上下し，常に同一箇所に氣泡が來る樣にマイクロメーターを調節し，マイクロメーターの讀みから傾斜角を測定するようにしたものである。氣泡が同一箇所に來たことを識別するために特にツアイスの萬能經緯儀にあるやうな光學裝置を取付けた。マイクロメーターの目盛は 5″ であるから，その分數まで讀むと 0.5″ の傾斜度化まで測定できることになる。この器械を有村部落の石造堆肥小屋の隅に固定した。3月 26 日より4月 24 日に至る期間，每日1～2回測定を行つた。

一方，小池村の海岸に約 400m の間隔で量水標を二箇所に設け，同時に二本の量水標の値を讀取り，海水面を天然のレベルとして土地の傾斜變化を求める事を試みた。鹿兒島灣は極めて風波の少いところであるし，火山の噴火に伴つて相當大きな土地傾斜變化が期化されたので，この種の方法でも相當の結果が得られるものと思はれた。第8圖に示すやうに，第1，第2の量水標を連ねる線は N83°W，第2，第3の量水標を連ねる線は N55°E の方向になる。



第8圖　小池海岸に設けた量水標



第9圖　小池海岸における地表傾斜變化を示すベクトル圖。矢の方向は沈下方向を示す。OA，OBは觀測基準線方向。

量水標の讀取は mm まで行つた。1例として，第2表に(A)風波無く好條件の場合，(B)稍風波有る場合につき讀取値を揭げてある。

これを見ると，風波の少ない時を選んで測定を行へば傾斜變化の測定には差支へないことが判る。

第 2 表

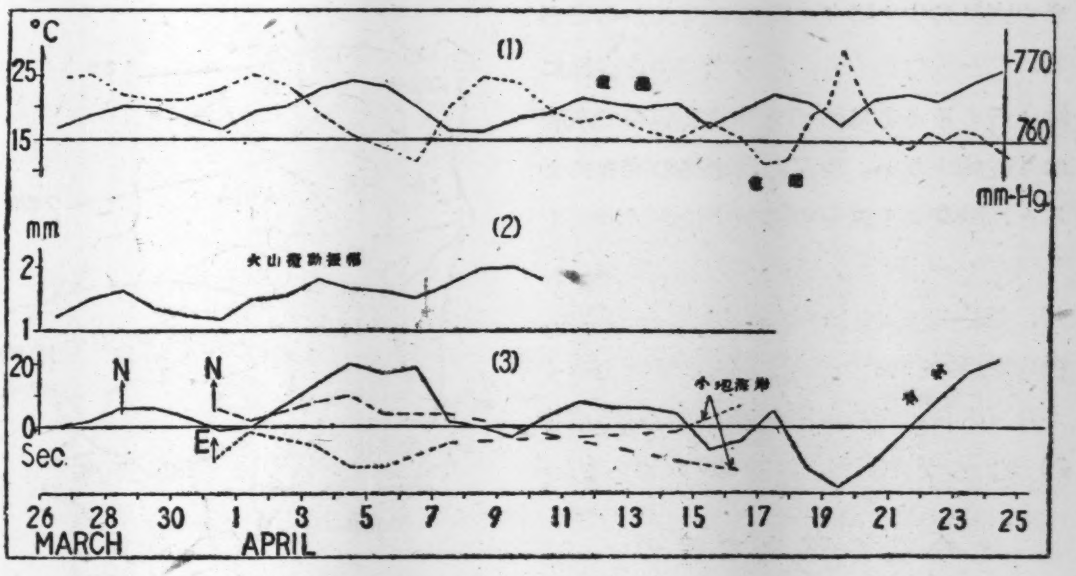
(A) 風波無く好條件の場合（小池海岸）

日 時	第 1 量水標	第 2 量水標	差	
日 h m	cm	cm		
22 12 52	−63.0	21.9	84.9	平均 84.89±0.11cm 0.1cm は傾斜角にして 0.6″ に相當する
53	−62.9	22.1	85.0	
54	−62.4	22.8	85.2	
55	−61.6	23.1	84.7	
56	−61.2	23.5	84.7	
57	−60.8	24.0	84.8	
58	−60.3	24.7	85.0	
59	−59.6	25.0	84.6	
13 00	−59.4	25.5	84.9	
01	−59.1	25.9	85.0	

(B) 風・SW 4m 條件悪き場合（有村海岸にて試驗，量水標距離 130 m，方向 NS）

日 時	第 1 量水標	第 2 量水標	差	
日 h m				
17 08 32	69.5	65.0	4.5	平均 4.62±0.64cm 0.64cm は傾斜角にして 4″ に相當する
33	71.0	65.2	5.8	
34	70.3	65.2	4.8	
35	72.2	66.0	6.2	
36	72.0	67.0	5.0	
37	74.0	67.5	6.5	
38	73.0	68.7	4.3	
39	74.5	70.0	4.5	
40	74.2	70.5	3.7	
41	74.5	71.0	3.5	
42	76.0	72.0	4.0	
43	76.5	72.8	3.7	
44	76.8	73.2	3.6	

第 10 圖に傾斜變化と鹿兒島測候所觀測による火山性微動の振幅，氣壓，氣溫をグラフとして示してある。圖を見ると傾斜變化は氣溫變化と平行してゐるのが見られる。スピリツトレベルによる傾斜變化測定には測定そのものに溫度の影響が入ることが考へられるが，量水標の讀取から求めた傾斜變化は測定そのものに氣溫の影響が入るとは考へられない。傾斜變化はスピリツトレベルによるものと量水標によるものと平行して變化してゐるので，スピリツトレベルによる測定結果も溫度そのものによるのではなく實際の土地傾斜を與へるものと考へられる。さて，測定された傾斜變化が實際土地に實在したものと見做すと，この量は平時の變化としては大き過ぎるから，火山活動に伴つて生



第 10 圖　（1）鹿兒島測候所における氣溫，氣壓
（2）鹿兒島測候所における火山微動振幅曲線
（3）櫻島における地表傾斜觀測（値の增加はその方向の隆起を示す）

じたものと見てよいであらう。圖で見ると傾斜變化と氣溫と關係があるやうに見えるが，氣溫變化と氣壓變化とはこの季節としては或る程度の關係があるのであるから寧ろ，傾斜變化は氣壓變化と結び付けた方が良いやうに思はれる。このやうに考へると，氣壓が高くなると新火口が沈降し，氣壓が低くなると新火口付近が隆起する。

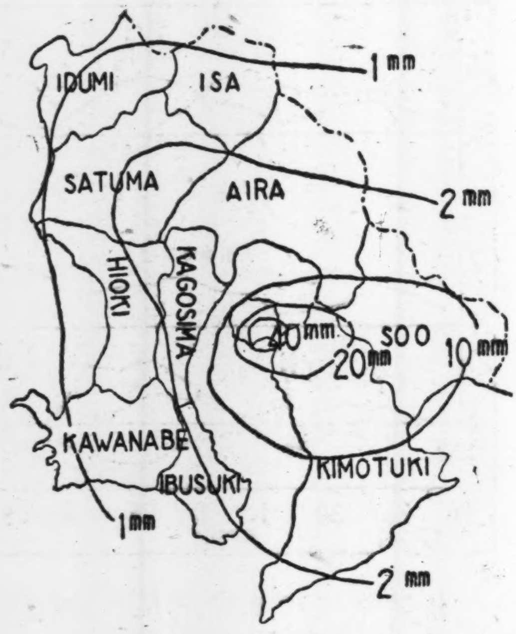
傾斜變化と火山現象との關係は，假に火口の活動の強弱が火山性微動の振幅で表されるものとすると，氣壓上昇のとき，卽ち新火口付近が沈降のとき，火口活動が增す傾向が見られる。今回の觀測は短期間であり，この間に火山活動は目立つた消長や變化を示さなかつたので，これ以上はつきりした議論ができないのは遺憾である。

噴火による災害

黑神村は總戶數 160（內鹿兒島方面よりの疎開者 30 戶）大部分が熔岩により埋沒したが，熔岩流の進行速度が遲かつたため，家財を他に運び或は家屋を解體する餘裕はあつた。有村は總戶數 55（他よりの疎開者 15戶）の中半數が熔岩に埋められたが，熔岩流が此處に到達したのは5月下旬であつて，やはり家屋，家財の運搬の餘裕は充分にあつた。兩村共損害は寧ろ農作地及森林が埋沒したことにあつた。大正噴火の場合のやうな猛烈な降灰，浮石の降下はなかつたので死傷者は全くなかつた。

全期間を通じての降灰量の分布は第 11 圖に示す通りである。農作物に對する灰害について云へば，櫻島に次いでは，薩摩半島の灰害が大きかつた。それは低氣壓が來たと

き東南風が吹き降灰に降雨が伴ふからである。北西風の吹く時，即ち大隅半島方面に降灰のあるときは降雨を伴はないので灰害は比較的少ない。鹿兒島農產課の調査によると，降灰による縣下の災害は，4月10日現在で麥20％，蔬菜30％，菜種15％，果樹25％以上の減收と見られてゐる。櫻島だけについて言へば灰害は更に大きく4月12日現在の西櫻島村の被害狀況は麥70％，蔬菜85％，果樹40％である。



第11圖 降灰分布圖

今回の噴火の特徵

今回の櫻島噴火は，大正噴火に比べてその規模は遙かに小さいとは云へ，長期に亘り多量の熔岩を流出したのであつて，火山の噴火としては大きい部類に入れなければならぬであらう。噴火の特徵を云々するには，噴出岩の岩石學的硏究が何より必要であるが，これは森本助教授の報文に委ね，こゝでは單に外見的の現象からその特徵を擧げてみることにする。

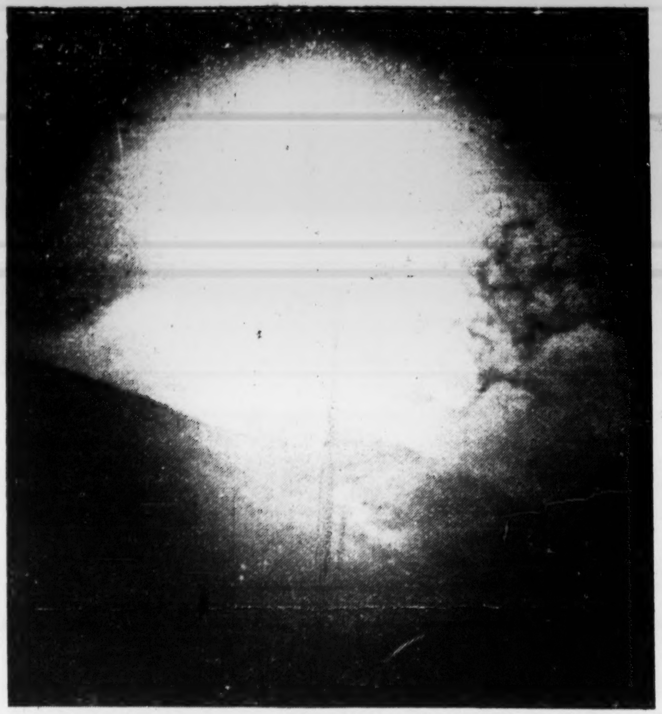
先づ，今回の噴火の特徵の第1は，噴火が相當大規模であつたにも拘らず，噴火の前後を通じて地震を伴はなかつたことである。從來の櫻島噴火は顯著な地震群が前驅して現れるのが特徵であつた。文明の大爆發では5日前から，安永の大爆發では17時間前から，大正噴火では31時間前から地震が頻繁に起つてゐる。これ以外の小規模の噴火，例へば昭和14年10月の噴火でも有村では有感地震が少くなかつたやうである。[1] これに反し今回の噴火は前後を通じて島內の何處でも地震は殆ど感じなかつたと云つて良い程度である。

第2の特徵は，大正の大噴火が極めて多量の浮石の噴出を行ひ然る後熔岩の流出を行つたのに對して今回の噴火には浮石の噴出が伴はなかつたことである。そして，大正噴火が多數の小火口群から數日の中にあれだけ多量の熔岩を流出してしまつたのに對して，今回の噴火は一つの噴火口より除々に數十日の長期に亙つて熔岩を流出し續けたのである。又噴煙及び火口の爆發的現象も大正噴火に比べて遙かに劣勢であつた。要するに，火口からの瓦斯の噴出は特に激烈であつた時はなく，長い期間に亘り殆ど同じ狀態

1) 津屋弘達・水上武 前揭

第 12 圖　黒神部落に迫る熔岩流（3 月 31 日）　左端が新熔岩流，前方の臺地は安永熔岩

第 13 圖　熔岩流の先端（3 月 29 日）　有村に向ふ谷へ押出したもの



火口より溢流する熔岩
（4月20日 有村の東方約 2km，123 高地付近より撮影）

熔岩を流出し，火山彈を飛ばしつつある火口
（4月22日 瀬戸付近 118 高地付近より撮影）

同 左

第14圖 反射望遠鏡により撮影した火口の狀況

が續きその間熔岩が絶えず溢流したのである。

今回の噴火は昭和 14 年の小噴火によつて生じた噴火口に起つたことから，昭和 14 年の噴火は今回の噴火の前驅とも見るべく，既にその時今回の噴火を起す相當の準備が出來てゐたものと考へられる。又，この噴火口は大正噴火の龜裂線上にあることから見て，熔岩は大正噴火に際して生じた弱所，即ち大正噴火の場合と同じ經路をとつて火口に向つたものと考へられる。この様に既製の弱所が固結しない中に偶々次の噴火が起り山體の內部を新に破壞して熔岩の上昇路を作る必要がなかつたと考へれば今回の噴火に地震を伴はなかつたことが一應は說明される。

終りに臨み，今回の調査に關し多大の援助を與へられた鹿兒島縣當局の方々に對し厚く感謝の意を表する次第である。尙，東大地球物理學科學生田治米鏡二，杉浦正久兩君は終始我々と共に働いて貴重なデーターを得たことを特記する。

---

10. The Erup'ion of Mt. Sakura-Zima in 1946.

By Takahiro HAGIWARA, Syun'itiro OMOTE, Sadanori MURAUCHI, K zuhiko AKASHI and Zyuhei YAMADA,

Earthquake Resarch Institute.

The volcano Sakura-zima began its activities early in March, 1946, and became calm late in May the same year. During that period, about two and a half months, the volcano kept on smoking and welled out large quantity of fresh lava.

Recieving the news of the eruption the writers went to the island carring with them four portable seismometers, a precise spirit level, a reflection tele-camera and other instruments. Two of them stayed there to continue observations and surveys of the eruptional phenomena till April 25.

Past and Recent Eruptions of Sakura-zima.

Sakura-zima is a volcanic island, about 40 km in diameter. Strictly speaking, it is not an island but a part of the land of Kyusyu in the present, because the narrow strait that has existed there was blocked up by the lava flow emitted in 1914.

All the island is formed of young volcanic products, such as lavas, volcanic ejectas, volcanic sands and ashes and so on. These volcanic rocks are all two pyroxene andesite, containing silica component 60~65%.

At the center of the island stand Kitadake and Minamidake, the central craters. Sakura-zima Island is believed to have formed its shape of strato-volcano by the activities of this central craters.

Sakura-zima has made great eruptions three times in our historical ages. The first of them is the 1476 eruption which emitted "Bunmei Lava." The second is the great eruption of 1779 which emitted "An'ei Lava." The third is the great eruption of 1914, in which the lava of tremendous volume welled out. We call it "Taisho Lava". Except these great eruptions, Sakura-zima was used of be in rather calm state.

These three great eruptions were all a sort of fissure eruption. A fissure passing through the center of the mountain was created, along this fissure line many craterlets appeared, and out of them the fresh lava was emitted (Fig. 2). The 1476 eruption took place on the N50° E~S50°W line. The 1778 eruption took place on the N20°E~S20°W line. The 1914 eruption took place on the N70°W~S70°E line.

The present eruption has intimate relation with the 1914 eruption which was one of the largest eruptions since the scientific studies on volcano was born in our country. The former is considered to be very small in scale compared to the latter.

After the 1914 eruption the volcano kept calmness for 20 years. Merely fumaroles were found at the central crater and in seveval places on the mountain side.

Large subsidence of the land was occured following the eruption of 1914 in the neighbouring district of the volcano. The value of subsidence reached 50 cm on the coast of Kagoshima Bay. The largest subsidence took place at the north part of the island; it reached to as much as 2 m. It is believed that this subsidence occured gradually during a half year since the eruption suspended.

On September in 1935, a small eruption occured in the central crater, Minamidake. At that time a few volcanic earthquakes preceded and small explosions repeated for about a month. Since that time the white smokes rised from Minamidake from time to time.

In 1939 these white smokes became very conspicuous.

On October of 1939, an eruption took place at the east mountain side, 750 m above sea level. At the time of this eruption, the red hot rocks were projected upward frequently but the fresh lava was not emitted. This activity stoped within a half month. A new craterlet was created just on the fissure line that was formed in the 1914 eruption. So that this activity may be considered to be a residual activity of the 1914 eruption.

Since the biginning of this year, smokes accompanied by detonation rised from this crateriet. The smoke became continuous at last on the 10 th of

March. Since the peopel of the island were used to hear deton tion, they did not mind so much at first. But when they found the molten lava flowiug out they were very much frightened. On 11th, when young men of Arimura village went up the mountain, they found the molten lava has already reached to some distance from the crater.

As written above, the biginnir.g of this eruption is not distinct and it is not clear when the lava bagan to flow out. Merely we suppose it would took place on 11 th or thereabout.

Wiechert seismograph at the meteorological station in Kagoshima city recorded volcanic microtremors (small pu satory motions that occurs intermittently) intermittently till 11 th, but they became continuous vibration since 6 : 14 p. m. on 11 th, it was reported. So that the main activity may be considered to begin at that time. Strange to say, this eruption was not accompanied by any conspicuous earthquake.

The eruption repeated sirce then. Dark smokes rised, large detonations were heared, and hot red blocks of lava projected up to the sky. The blocks thrown up dr pped within distance of 500 m f om the crater. Some of them had diameter of as much as 2 or 3 meters.

The fresh lava welled out of the crater repeatedly. The same condition of activity of the crater continued for a long period.

Lava Flow

The lava welling out of the crater flowed down along the slope with rather steep inclination. (Precisely speaking, the inclination is 34 degrees of arc.) The way of the lava flow divided into two directions at the saddle (Fig. 2). One went down p ssing through thd valley between Nabeyama and Gongenyama, the old parasi ic cones and spread out in the flat slope above Kurokami village. At this place the advancing velocity of the front of the lava was about 10 m/hour. It reached the narrow valley, where the velocity decreased at 1 m/h. But it went across over this valley and buried Kurokami village, and went into the sea. The other flowed down southward burying the craterlets formed in the 1914 eruption. A part of it went into the vallay and flowed down along this valley. The velocity of the front of the lava in the valley where the in lination was less than 5 degrees of arc was 2 or 3 m/hour. The depth of the lava flow of fhis place was about 30 meters.

The surface of the lava flow was already solidified and of black colour but the red hot parts were able to see through many crack on it. We measured the temperature of this red parts with optical pyrometer. The measurements were made at Arimura and Ku okami. The readings of the instrument were from 900 to 950 degre s Centigrade.

Although the lava in the crack was red hot, it was not so soft. We pushed it with a tip of the iron stick but it did not give way. When the lava goes down along the slope, its velocity is very small because of its large viscosity. The front of the lava has a shape like the bank of river.

We could observe the welling of the lava out of the crater with telescope from the east side of the island. It was something like the hard point pressed out of a tube by force.

Fig. 4 is the sketches of the crater through telesope. We could roughly devide the activity at the crater into three stages.

1) There is rather calm condition for a moment after an explosion.

2) Then, the red hot lava is pushed up very slowly, many fissures are seen on its surface, and gas explosions take place intermittently from these fissures.

3) Next, a large explosion takes place and the lava fragments are thrown up to the sky.

Such conditions occur alternately. A part of the lava is thrown up and the remainder goes out over the crater wall.

Quantity of the lava ejection.

During the three days from April 7 to 9, observations were made for the velocity of the fresh lava that, having just welled out of the new crater, crept down the mountain slope. The breadth and thickness of the lava flow were also measured at the same time. From these observations we presumed that the lava was flowing out of the new crater at the rate of 2,000,000 m^3 a day. From this rate we estimated the total amount of the lava ejected through out the period of the recent activities to be about 100,000,000 m^3, which was less than ten percent of the to tal volume that was ejected in the great eruption of 1914.

Viscosity coefficient of the lava flow.

The velocity of the lava flowing down the mountain slope was measured by means of a telescope and a watch. The thickness of that lava flow and the inclination angle of that slope were also measured. On the basis of these observations, assuming that lava is an incompressible liquid having a constant thickness and flows downward by its own gravity on an inclined surface, we calculated the viscosity coefficient of that lava to be in the order of 10^9 C. G. S. Meanwhile, the lava of different kind that seemed to be much less viscous on account of its higher temperature welled out of the same crater intermittently. The viscosity coefficient of this lava was proved to be in the order of 10^6 C. G. S.

The movement of the lava at its front edge.

We made detailed observations of the mechanism of the movement of the lava flow at its front edge. Owing to the high viscosity of the lava, the lava

flow had a thickness of about 50 m at the extreme front terminals and formed steep marginal slopes. At the bottom of the lava flow, no forward movement was observed, but, as regards the lava blocks at the cliffy front, the higher the position of the block the greate was its forward velocity. It naturally happened that the upper blocks of the cliff kept falling down to the front one after another, and this constituted the forward movement of the lava flow (Fig. 3).

The tilting of the earth's surface.

Throughout the period duri g which our studi s were made, no noticeable changes occurred iu the activities of the volcano. Observations of the tilt were made at two places, Koike and Arimura, the former situated in the north-western part of the island, and the latter in the south-eastern part. The observations at the Koike sta ion made it clear that the earth's surface tilt d downward in the north-westward direc ion, and that the inclina ion amounted to about 30 seconds during the 17 days from Mar. 31 to Apr. 16(Fig. 9). It was found out at th same time that the tiltings of the earth's surface were closely related with the atmosphe ic pr ssure: namely, it appeared, when the pressure was high the island tilted downward in the north-westward direction, and then, as the pressure lower d, it tiltid in the south-eastward direction. Fig. 10 shows the relation between the tilt of the earth's surface and other Penomena. In the figure, (1) is air temperature (full line) and atmospheric pressure (broken line), (2) amplitude of volcanic micro-tremors (3) tilt of the earths Surface at Arimura (full line) and Koike (broken line).

11. 櫻島新噴出熔岩流について

地震研究所　永田　武
地震研究所　佐久間修三
地球物理學教室　福島　直

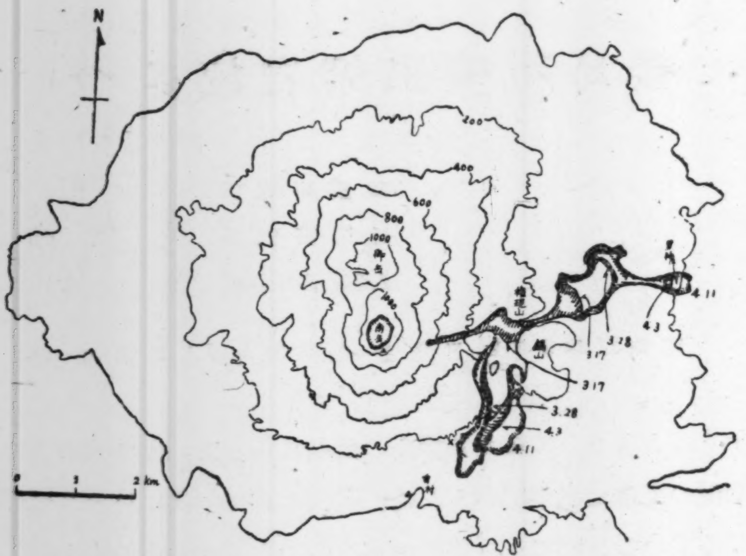
（昭和21年5月21日發表—昭和21年6月30日受理）

1)　昭和21年3月より5月にわたる櫻島の活動に際して，新噴火口より相當多量の熔岩を噴出し熔岩流の先端は海中に突入した。過去の歴史年代に於ける櫻島の活動は1468年以後記錄に殘るもののみにても27回に達するのであるが，その中文明，(1471～1476)安永，(1799) 及び大正 (1914) の各年代に於ける噴火に際しては何れも多量の熔岩を噴出してゐる。上記三活動に於ける熔岩流及び今回の新噴出熔岩流の分布を大略示したものが第1圖である。圖に明らかなる如く，今回の活動は熔岩の噴出量からのみ見ても，大正3年及び安永の活動に比しては，かなり小規模ではあるが，文明の活動に比してほゞ同程度といふ事が出來よう。

第1圖　文明，安永，大正及び昭和の噴火に際して噴出熔岩の占める區域を表はす圖（昭和新熔岩は4月17日現在）

新噴火口の位置は高度海拔約690米，南岳頂上の東北東方向にあたり，大正3年の主要噴火口を連ねる所謂大正裂罅線上に在つて，大正14年の小活動に際して生じた噴火口3)とほゞ同一位置である。(第2圖)。筆者等が今回の活動の調査の爲櫻島に到着したのは3月24日であるが，鹿兒島縣廳警備課の調査公報によれば，3月9日頃より新噴火口から噴煙を顯著に噴出し始め，且つ同日又は翌10日から熔岩の噴出が始まつた樣である。筆者等が島民の多くについて蒐集した情報によれば，昭和21年1月頃より，新噴火口或ひは大正14年噴火口の附近より間歇的に白煙を噴出するのを見たといふのであるがその日時噴出量等に就いては明らかでない。然し乍ら3月9日に至つて鳴動と共に噴煙の噴出の始まつた事は多くの人々の觀察がすべて一致し，11日には活動が極めて顯著

1)　大日本噴火誌震災豫報告第86號
2)　小藤文治郎　東大理紀要第3類　38 (1916), 221.
3)　津屋弘逵・水上武　震研彙報　18 (1940), 318.



第2圖　新熔岩流の進出狀況

になり島民のすべてが活動の開始を知るに至つた。上述の經過は鹿兒島測候所に於ける火山性微動の變化に於いても明らかに認められ，3月 11 日より微動の振幅が著しく大になり，16 日には最大に達し（56μ）以後漸次減少したと報告されてゐる。[4)]

要するに今回の活動には，その開始に當つて顯著な火山性地震の發生等は認められない。且又噴火口の位置から推察しても，今回の活動は，大正3年の大噴火，昭和 14 年同 16 年兩回の小活動と共に一聯の火山活動と考へる事が出來るであらう。

第　I　表

觀　測　日	噴出熔岩量總計	熔岩流先端の平均速度	
		黑神熔岩流	有村熔岩流
III 月 17 日	2.04×10^7 m³	13.6 m/hour	
28 日	4.63×19^7	4.6	5.0
IV 月 3 日	6.22×10^7	3.9	3.9
11 日	8.30×10^7	2.1	2.6
一日平均	0.27×10^7		

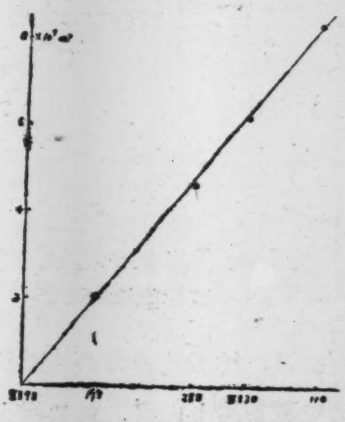
2.　熔岩の噴出は前に述べた如く3月9日乃至 10 日に始つたと考へられ，新熔岩は肉眼的には大正熔岩と全く等しいものである。3月 28 日，4月3日及び4月 11 日に於ける新熔岩流の周緣は第2圖に示す如くである。尙ほ第1圖には，縣警備課の調査に基いて3月 17 日現在の熔岩流周緣の位置をも示した。

第2圖に示す結果から，新熔岩流の進出狀態を大略伺ふ事が出來る。即ち，火口より

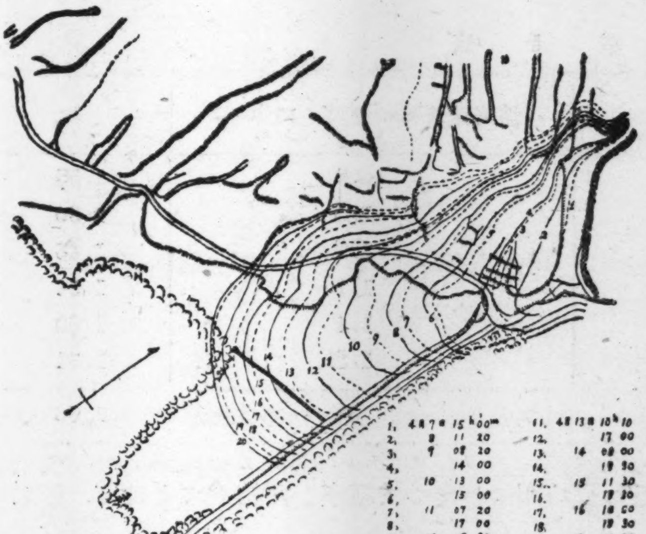
4）　本間寧技師による.

噴出した熔岩は約 30° の斜面を北東方向に流下し，權現山及び鍋山西方の窪地に一應堆積した後，一部は權現，鍋，兩山間の谷間に沿うて黑神部落方面へ流下し，他の一部は鍋山西方の峠を越して，大正熔岩流の西縁に沿つて有村部落方面へ進出した。

熔岩流の進出狀況を示す爲に，3月 17 日，同28日，及び4月3日，及び同月 11 日に於いて熔岩流の占める面積を計算したものが第1表及び第3圖である。但し，これ等の結果に於いては熔岩流の平均の厚さ 25m を乘じて上記各時日に於ける熔岩流の體積として表はした。尙ほ第1表には熔岩流最先端の平均進行速度をも表示してある。他方縣警備課員の測定結果によれば，黑神方面の熔岩流先端の進行速度は，3月 16 日に於いて 10m/時內外，同20日には7～8m/時であり，其の後の我々の測定によれば3月 27 日に於いては 3～4m/時 程度であつた。又有村方面の熔岩分流先端の進行速度は，3月 30 日に約 8m/時，4月 11 日には每時約 2m/時，4月 17 日には 1.5m/時 であつた。之等速度の直接測定の結果は第1表に示す平均速度と良く調和してゐると考へられる。從つて3月の熔岩噴出開始の時から4月中旬に至る期間に於いては，熔岩は，ほゞ一樣に每日約200萬立方米宛噴出せられ，下方に流下すると共に廣區域に擴つたものであつて，熔岩流先端の速度の減少が，必しも噴出量の減少を示すものでない事は第3圖に明らかなる如くである。この結果は又萩原博士，村內理學士等に依る噴火口に於ける熔岩噴出量の評價の結果とも良く調和する。



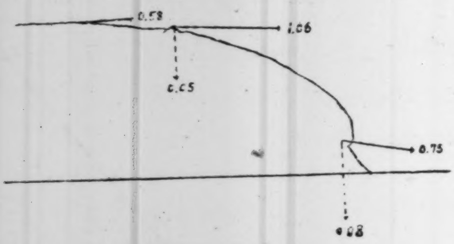
第3圖　噴出熔岩量



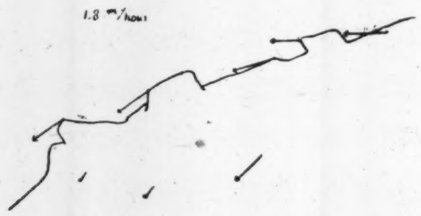
第4圖　有村に向へる熔岩流の進出狀況（平板測量より）
×印は附圖（プレート）寫眞撮影位置

3.　熔岩流前縁の進行狀態を明らかにする爲に，特に有村方面の熔岩分流に就いて，4月7日から同月 17 日に至る 11 日間，その進行狀況を平板測量法によつて實測した結果を第4圖に示す。同時に又第4圖中の×印の位置から4月4日より同月 17 日に至

る間毎日熔岩流先端の進出狀況を寫眞に撮つた結果が，第12圖（プレート）の寫眞である。之等の結果に於いて明らかなる如く，熔岩流前緣の進行速度は，1.6~2.0m/時程度の小さな値であるが，大勢に於いては，高粘性の流體が地形によつて制約されつゝ流下する狀態と考へる事が出來る。



第5圖　熔岩表面の速度（單位 m/hour）
點線は鉛直成分



第6圖　熔岩表面の速度
（寫眞より）

更に又，熔岩流前緣の移動狀態の詳細を知る為に，側面及前面の同一地點から1時間每に寫眞を撮り，又，ある場合にはトランシツトに依つて，特定點の進行速度の測定を行つた。之等の結果の中一二の實例を示したものが第5圖第6圖である。この他，熔岩流前緣附近の運動狀況を示す好例として，熔岩流上に乘つた電線と，熔岩流底部前緣の移動を測定した結果を第7圖に示した。同圖の結果から熔岩流前緣及上部の進行速度を（A）乃至（F）の6流線に就いて計算したものが第II表である。即ち電線の移動速度を熔岩流最上部の移動速度と見做せば，その速度は熔岩流前緣の見かけの速度に對し約1.5倍の大きさを持つ。

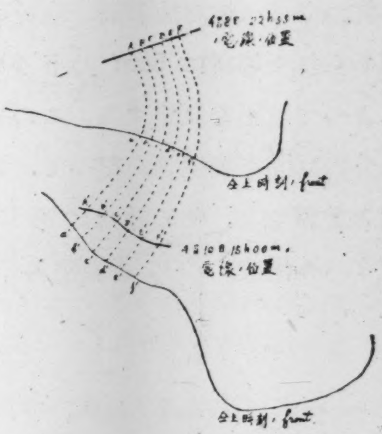
第　II　表

	電線の速度　m/hour	熔岩流先端の速度　m/hour	比
A	1.4	0.9	1.55
B	1.5	1.0	1.50
C	1.6	1.1	1.45
D	1.7	1.1	1.54
E	1.7_5	1.1	1.60
F	1.8_5	1.2	1.54
		平　均	1.53

熔岩流前緣の進行狀況を多數回且つ長時間にわたつて觀察した結果によはば，熔岩流の最上部は第5，第6圖に示す如く，ほゞ表面に沿うて流下する。この場合熔岩流の最外部はすべて既に固化した岩石であつて，進行と共に龜裂を生じ，最前緣に至つてから前方に轉下する。又最前緣の地表に接した部分それ自身は固定してゐる樣であつて，そ

の上に後方からの熔岩が漸次押出して前進しこれが固化して轉石となつて落下する。斯くして見かけ上熔岩流底部の前緣は進行する樣に見える。

今事柄を極めて單純化して考へ，第8圖に示す如く，單位時間の間に，形の平衡を保ちながら熔岩流前緣は見かけ上距離 d を進むとする。この場合，厚さ h，粘性係數 μ の熔岩流は底部が靜止し，且つ重力によつてのみ運動すると考へると，



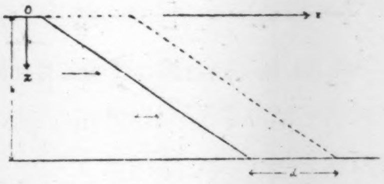
第7圖　熔岩により切斷された電線の運動

$$v(h)=\frac{\rho\ \sin\theta\ (h^2-z^2)}{2\eta} \qquad (1)$$

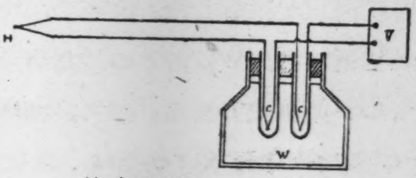
但し，θ は地表の傾斜，$z=0$ は熔岩流表面にとる。故に

$$d=\int_0^h v dz/h=\frac{2}{3}\ \frac{\rho g \sin\theta h^2}{2\eta}=\frac{2}{3}v_{z=0} \qquad (2)$$

卽ち熔岩流底部前緣の見かけの速度 d は，最上部の速度 $v_{z=0}$ の $\frac{2}{3}$ となり，第 II 表の結果を都合良く說明する。



第　8　圖



第9圖　溫度測定裝置概略圖

4. 熔岩の溫度に關しては，現在迄多くの火山に就いて測定が行はれてゐる。筆者の一人も曾つて伊豆大島，三宅島等の熔岩について光學高溫計による測定を行つた。今回の噴火調査に當つては，白金——白金ロヂウム熱電對を用ひて直接熔岩表面の溫度を測定した。この方法によれば，光學高溫計に比し個人誤差が少く，精度が良好ではあるが熔岩流の內部奧深くを測定出來ないといふ缺點がある。

裝置としては，第9圖に示す如く，長さ 3.5m の棒の先端に熱電對の高溫接點を附け，それより 1m 後方に結びつけたガラス製容器內の水中に低溫接點を挿入してある。

5)　高橋龍太郎・永田武　震研彙報　15 (1937)，1047.
6)　永田武　震研彙報　14 (1941)，295.

測定に當つては，熔岩流前面，龜裂部の小孔，小龜裂等，肉眼で明らかに灼熱してゐる事の認められた場所に 5cm 乃至 40cm の深さ迄高溫接點を挿込み，ミリヴオルトメーターによつて電壓を測定する。この場合熱電對の熱容量の爲，平衡溫度に達するのは 2～3分の時間を要する。從つて，實測に當つては挿入直後より，時刻とそれに對應する溫度とを讀取り，その結果は第10圖に示す如き曲線を示す。斯くの如き曲線は，T_0 を測定すべき溫度，$T(t)$ を高溫接點の溫度とすれば，

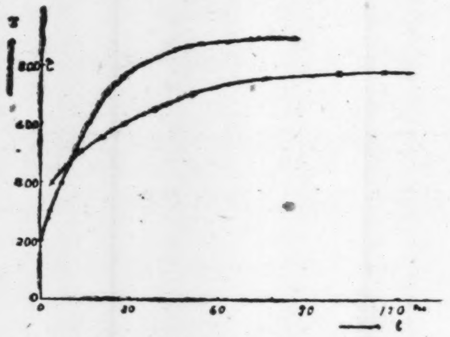
$$\frac{dT}{dt}=k(T_0-T)$$

但し

$$T=T_0-(T_0-T_i)e^{-kt} \qquad (3)$$

$$T_i=T(t=0)$$

となる筈である。從つて第10圖に示す如き曲線から外挿によつて T_0 を求める事が出來る。尙，實測に當つては，低溫接點部の溫度も增加するのが一般であつたが，測定直後容器中の水溫を測定して，その結果を補正した。然し，低溫接點部の溫度は最も甚しい時でも 40°C を越える事はなかつた。



第10圖 熱電對の溫度上昇曲線の一例

上述の如き方法によつて，4月2日より同月12日に至る間，熔岩流表面に灼熱部を見付ける每に測定を繰返した。之等の測定結果の中，各場所での測定値群中の最高溫度を表示したものが第Ⅲ表である。卽ち最高溫度は約 950°C であつた。然しながら，この測定結果は熔岩流の表面から龜裂部を通じて高々 40cm 以內の場所の溫度に過ぎないのであつて，熔岩流の內部の熔岩は少くとも 1000°C を越えてゐると考へても差支へないであらう。

第 Ⅲ 表

測定月日	測定地	測定個所	巾	深さ	最高溫度
4月3日	黒神	裂目	5cm	5cm	943 °C
2	有村	裂目	—	5	906
4	〃	孔	25	7	912
7	〃	孔	2.5	4	839
8	〃	裂目	5	5	840
11	〃	孔	15	25	928
12	〃	裂目	4	4	838

次に從來，熔岩流の進行速度からその熔岩の粘性係數を評價する事が屢〻試みられた。[7] その場合，熔岩を粘性流體と考へ，その粘性流體が角度θなる斜面を重力に因るBody Force のみによつて定常的に運動してゐるといふ考へ方に從ふのが普通の樣である。卽ち熔岩流の最上部の速度は（1）式に從つて

$$v_{z=0}=\frac{\rho g h^2\sin\theta}{2\eta} \qquad (1)$$

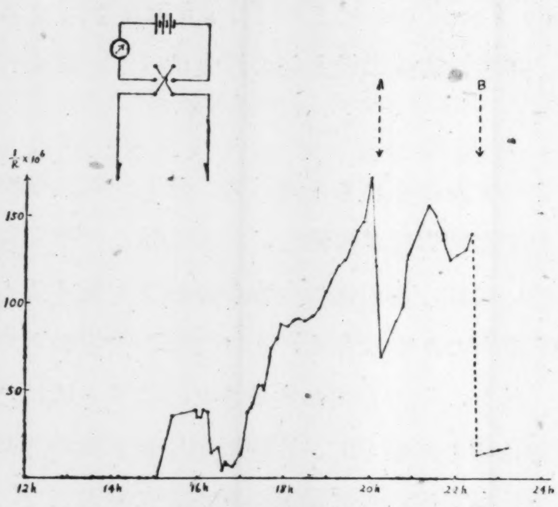
によつて表はされると考へる。然し乍ら，今回の櫻島の新噴出熔岩流の如く，噴出口より先端迄熔岩流が連續し，しかも殆んど準定常的な狀態を保ちながら進行してゐる場合に於いては，熔岩流の一點の運動を支配する力は單に(1)式に示される如きその部分に働く重力のみではなく，その部分の後方からの壓力をも考慮する必要があると考へられる。然し，その壓力の大きさを評價するには，地形，速度の分布，境界に於ける條件等を知る事を必要とし，實際計算上は非常な困難を伴ふ。

今此處では，假に從來の考へ方に從つて(1)式にθ, h, 及び$v_{z=0}$の實測値を入れてηを求めて見ると，熔岩流の下部に於いては最小$\eta=5\times10^8$ C.G.S より最大$\eta=7\times10^9$となり，場所によつて異つた結果を示すが，大體に於いて10^9程度の粘性係數である。狹い谷間から緩傾斜の平地へ進出して來た熔岩流の部分についても，(1)式によつて上記の程度の大きさのηの値を得るから，前述の壓力の影響も Order of Magnitude を變へる程は著しくないと思はれる。

5.　前にも述べた如く，熔岩流の表面より 1~2m 內部は 1000°C 以上の高溫にあつて，かなり流動性を保つてゐるが表面その物は既に固化し，更に龜裂によつて幾つかの岩塊に分かたれてゐる。斯樣な表面の部分は內部の流動に伴はれて，順次前緣に持ち運ばれて，熔岩流前緣の前方へ落下する。他方，熔岩流の最前部に於いては，その最下端は地表に固定しその上に後方から高溫，且つ未だ若干の流動性を保持する熔岩が押出されて，第5圖にその一例を示す如く前面へ垂下して來る。然しこの部分も時間と共に固化し，且つ後續の熔岩の壓力の爲に更に押出されて龜裂を生じ，最後には幾つかの岩塊となつて前方へ落下する。之等前面へ落下した岩塊群の上に順次後方から熔岩が蔽ひかぶさつて，再び上述の諸經過を繰返す。結局，この樣な現象の繰返しによつて熔岩流前緣は進行するのであるが，此處では，先に一度地表に落下した後再び熔岩流の內部へ敷き込まれた岩塊群が如何なる狀態に至るかを推定する爲に，特に試みた實驗の結果を概略述べる。熔岩流前面の岩塊群中，地表より高さ約 1m の位置へ，長さ 90cm，直徑 1cm の鋼鐵製電極を 5m の間隔を置いて押入した。電極からの導線は地中を通して，熔岩流

7)　例へば，R. L. Nichols, Journ. Geol. 47 (1939) 290.
　　萩原尊禮　震研彙報　19 (1941), 299.

前方約 35m の位置迄導き，電池及電流計によつて，二電極間の電氣抵抗を測定した。抵抗測定は 10 分毎に行つたのであるが，時間の經過と共に電極は漸次熔岩塊に埋沒され，最後には完全に熔岩下に入つてしまつた。この間に於ける電氣抵抗の變化の模樣は第 11 圖に示す如くである。同圖に於いては縱軸に抵抗の逆數，卽ち電氣傳導度に比例する量をとつてある。圖に明らかなる如く，熔岩流の進出と共に電氣抵抗は著しく減少し，電極が熔岩によつて完全に蔽はれてしまつた 20 時頃に於いて，電氣抵抗は最初の 1/2000 以下に減じてゐる。筆者の一人による實驗結果[8]に依れば，一般に岩石の電氣傳導度 σ は溫度 T°K に對して，



第 11 圖　電氣傳導度測定結果

$$\sigma = Ae^{-\frac{B}{T}} \qquad (4)$$

なる關係に從つて變化するのであるが，現在の場合，櫻島熔岩に於る灼熱部分での電氣抵抗實測結果[9] から(4)式によつて計算すると，20 時に於ける電氣抵抗に對する溫度は約 1100°C となる。第 11 圖に於いて，(B)は導線が遂に切斷された事を示し，又(A)はこの時電源を 4.95V より 3.30V に切換へた事を示す。實測に於いては上述の如く直流を用ひてゐるので，分極作用を避け難く，從つてに (A)於ける急激な變化は電壓を變化せしめた事に因る見かけの變化であらうと思はれる。從つて第 11 圖の結果は，むしろ定性的な傾向を示すに止り又 20 時頃に於ける溫度に關しても 1000°C 程度であらうといふ概略の推定しか出來ない。然しながら，以上の結果よりして，熔岩に蔽はれた岩塊群は再び 1000°C 前後の灼熱狀態に復してゐるといふ結論には疑の餘地はないと思ふ。

6. 以上，安山岩質の熔岩流の流動狀況に關して，物理學的立場から出來るだけ多種多樣の觀察と實驗を行ひ，その狀況を出來る限り忠實に記述しようと試みたのであるが，猶ほ不十分な點が少くなく，今後の吟味を持つべき箇所が多い。熔岩流の調査に當

8) 永田武　震研彙報　15 (1937), 663.

9) この測定は力武理學士によつて行はれたものである.

つてはこの勞多い仕事を永田研究室の全員に分擔して應援していたゞいた。玆に厚く感謝の意を表する。猶ほ，現地に於いては鹿兒島縣廳より，あらゆる點に於いて支援をいたゞき，各種の調査を十分行ふ事が出來たのであるが，此處に縣廳の關係各位に對し衷心より謝意を表したい。

---

11. On the Lava Flow newly ejected from Sakura-jima Volcano.

By

Takesi NAGATA and Syuzo SAKUMA,

Earthquake Research Institute;

Naoshi FUKUSHIMA,

Geophysical Institute.

1. The position of the new crater of Sakura-jima Volcano is situtated on the half-way of the eastern slope of Minami-dake, and exactly on the Taisho fissure line, its height being about 690 m above the sea level. The position of the crater and the margins of the lava flow on March 17, 28, April 3, and 11 respectively are shown in Fig. 2.
2. The total volume of lava newly ejected until April 11 is estimated to be about 98,000,000 cubic meters, while its amount of ejection per a day seems to be kept on constantly from March 9 to April 11, as will be shown in Fig.
3. Temperature of the surface of the lava flow, which was measured by means of a thermo-junction, amounted to 800°~950°C, while the coefficient of viscosity was estimated to be about 10^9 c.g.s..
4. The general aspect of moving lava front of Arimura branch lava flow is showh in Fig. 12 (photo), while its plane view is given in Fig. 4.
5. The physical mechanism of advance of the front of lava flow was examined from various point of view, the result gives an interesting conclusion.

11th 16h

13th 17h

14th 18h

15th 18h

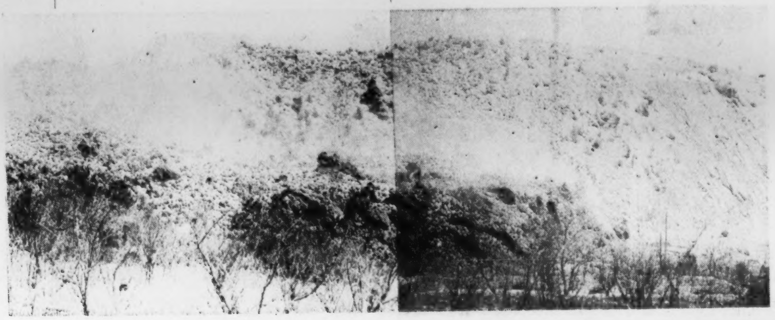
17th 17h

第12圖 熔岩流先端の進行狀況

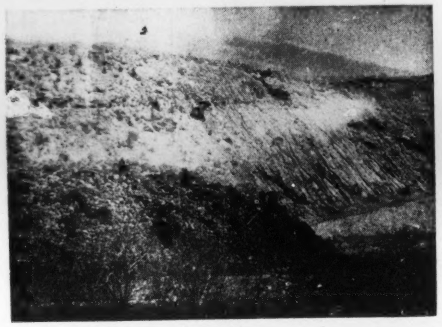
[Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. XXIV, Pl. VI.]

April 4th 15h

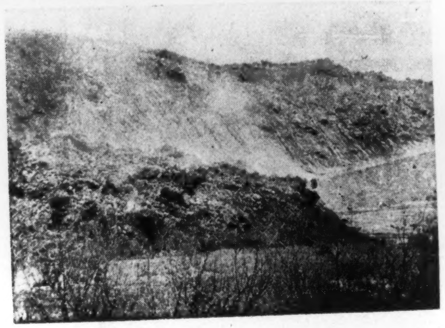
5th 16h



8th 14h



9th 15h



10th 15h

12. 最近の櫻島火山の活動に就いて（I）

地震，脈動と傾斜變化

地震研究所　水上　武
岩間和夫

（昭和21年5月21日發表——昭和21年10月10日受理）

§1. 緒　　言

櫻島火山は昭和21年3月10日頃より活動を開始し，5月中旬頃迄繼續した。新火口の位置は南岳山頂の東微南標高約700米の急傾斜面に在つて昭和14年の活動の際に生じた火口の位置と殆んど一致して居る。新火口は，大正3年の活動の際に南岳山頂を通り東微南より西微北に走る略一線上に發生した多數の火口群より推定される割目線上に生じたものである。卽ち比較的最近に大規模に活動した既存の山體の裂け目線上に而も昭和14年に噴火し，火山彈等を噴出した火口に極めて接近して生じた火口の活動である。この新噴火口は恐らく地表上に於いて昭和14年の火口の位置と多少相違してゐたとしても地表下深くない所で兩者一致してゐると推定される。而して昭和14年の火口に於ける活動は其の後今日に至る迄活動の强さには消長はあつたが噴煙の狀態を保ち，一般の adventive crater に觀られる如く，一時的の活動後完全に死滅する狀態を示さなかつた。卽ち今回の噴火及び熔岩の流れは既に活動繼續中の火口に生じたものとも考へられる。從つて，3月10日前後に熔岩の流れの開始を見たのであるが，その前後に著しい有感地震の發生或は鳴動等はなかつた。既存の火口特に常時火口底に新熔岩の露出して居る火口を中心として活動し，熔岩の流出或は大小熔岩塊の噴出する場合には活動前に人體感覺によつて判る程度の地震が多數發生する等の著しい前兆現象は見られないのが寧ろ普通であつて，淺間火山，三原火山，メラピイ，キラウエア等の火山活動に於いて知られて居る事である。卽ち斯る狀態の火山而も熔岩の粘性が著しく大きくない火山では火山活動の原動力たる熔岩が熔岩流となり，或は熔岩中の揮發性物質がガスの狀態で噴出する際に著しい抵抗を受ける事なく地表に噴出し得る事を意味するものであらう。今回の櫻島噴火も以上の意味に於いて噴火前に著しい有感地震の發生を見なかつた事が了解され，新しい割目を山體に生じた大正3年の活動の場合と相異するのである。然しながら今回の場合に於いても地震活動が全く無かつたのでなく，無感地震が多數發生した事は鹿兒島測候所[1]に於ける地震計による觀測の示す所である。

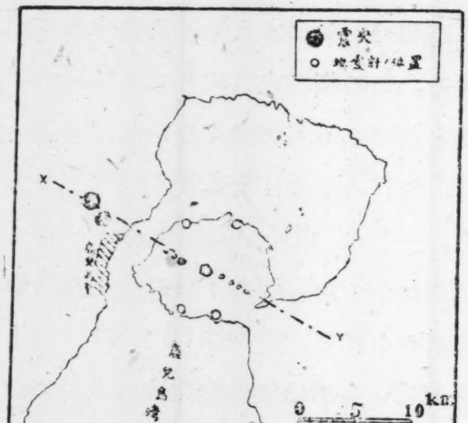
§ 2. 地震，脈動の觀測

昭和 21 年3月 30 日より4月8日の 10 日間 350 倍，及び 200 倍微動計各2臺を同島に設置して地震活動並に火山性脈動を調査した。この期間中火山性脈動の消長を觀るために湯之に於ける一臺は其儘固定して觀測を繼續し他の三臺は四點觀測網の形を著しく悪くしない様に順次移動せしめ火山性脈動の傳播狀態を調査すると共に，同島近傍に於ける地震活動並にその震源を定めようと試みた。その結果同島內に以上の期間內に1回の地震も發生しなかつたが同島西部の鹿兒島市北部郊外附近に小地震が發生した事が判つた。その中の二個の地震の震源を定める事が出來た。

第I表 各觀測點に於ける初期微動繼續時間

發震時	湯之	西道	高免
月 日 時 分 4 3 20 56	秒 6.4	秒 5.7	秒 6.5
月 日 時 分 4 3 21 16	秒 6.5	秒 5.6	秒 6.5

この震央位置は第1圖に於いて見られる如く大正三年及今回の活動の火口列を結ぶ推定割目線の延長附近にあり，この關係は湯之及び高免の初期微動が殆んど等しいから距離係數の如何に關係しないのである。この地震は共に鹿兒島市附近に發生せるにもかゝはらず同市測候所の小倍率の地震計には明瞭には記錄しなかつた程度の微小の地震であつた。即ち今回の噴火開始前及び後の櫻島附近の地震活動は氣象臺の速報[2]に依り明かなる様に2月初旬より無感地震が1日に 1~2 回發生し同月20日頃より噴火が開始する迄日に3~4 回の地震活動を示し，噴火後殆んど地震は發生しなかつた。この様な地震活動と噴火現象の時間的の關係は一般に他の多くの火山活動の際に經驗される事である。唯是等の地震が有感覺の地震なる場合もあり，無感覺なる場合もある。而も爆發が一旦發生して噴出物が地表に出ると急激に地震活動が弱まる事は數多くの火山活動が示す所であつて，今回の櫻島火山の噴火前後に於ける地震活動に於いても同様の經過が見られるのである。

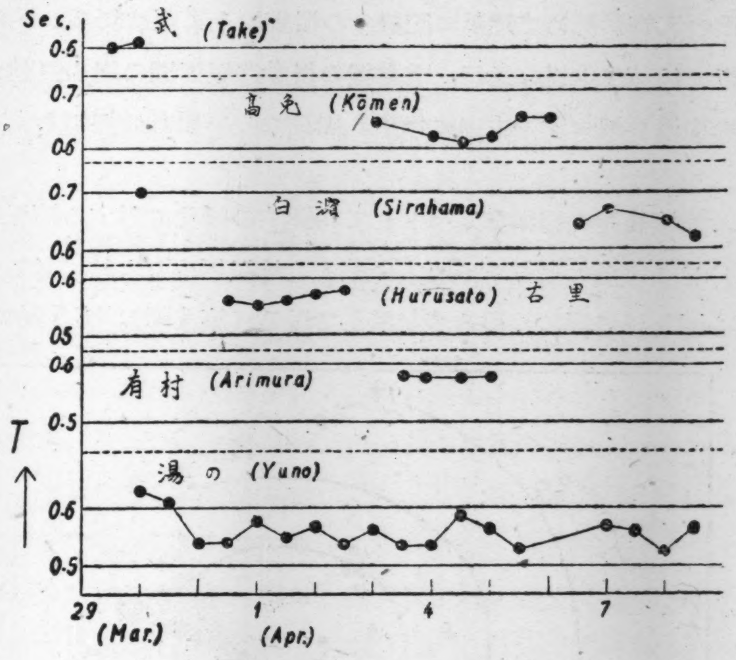


第1圖 櫻島噴火中に發生せる地震の震央

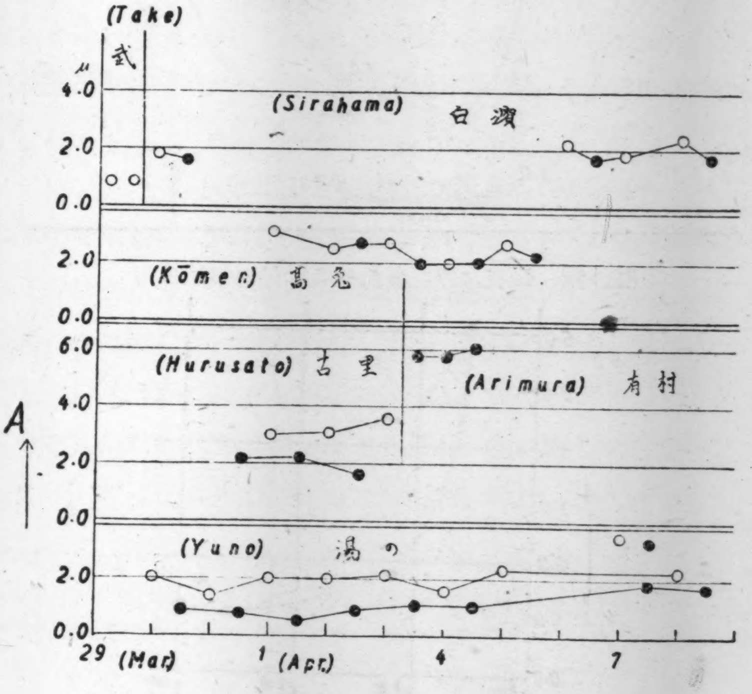
地震觀測の期間中新火口は1分間に 10 回程度の爆發を繰返した。是等の爆發に伴つ

1), 2) 中央氣象臺 櫻島噴火報告 (第一報) (1946).

て，火山性脈動が發生し爆發位置たる火口より周圍に傳播して同島内の微動計に記錄されたが是等の記錄より脈動の周期及び振幅を分析した。周期は第2圖に示す如く 0.5 秒乃至 0.7 秒で各地の觀測結果は略一致して居る。第3圖は各觀測點に於ける脈動の振幅の時間的の變化を示してある。この期間は爆發の强度に於いて著しい變化を示さな



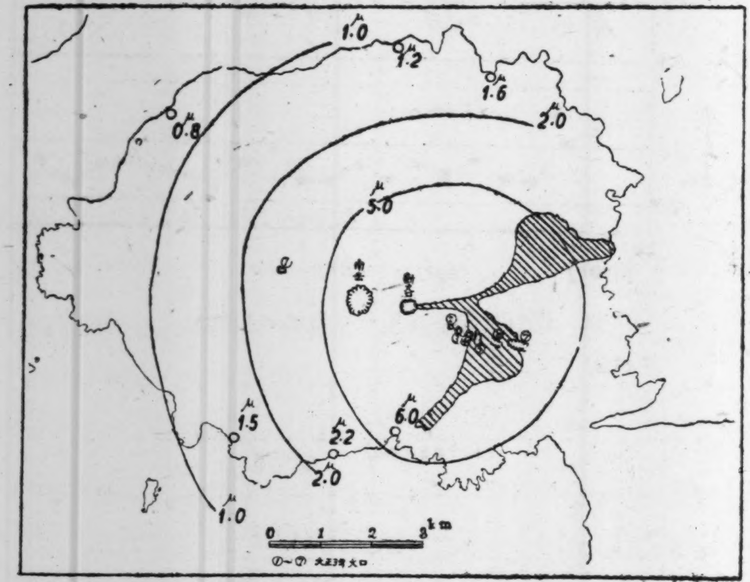
第2圖　爆發に伴ひ發生せる脈動の周期



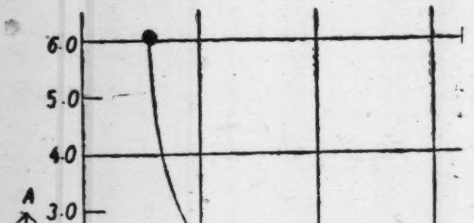
第3圖　爆發に伴ひ發生せる脈動の振幅　●夜間　○晝間

かつたので脈動の振幅に於いても著しい變化を示してゐない。唯第3圖に於いて晝間と夜間との振幅に於いて多少の差を示し晝間の振幅がやゝ大となつてゐるがこれは爆發の強度に原因するものではなく，又傳播途中の彈性の變化に原因するものでもなくて，脈動の振幅は一般に小さく而も周期は比較的長く，卽ち加速度が極めて小さいために地震計針先きの摩擦の影響が極めて鋭敏に記錄上の振幅の上に現はれる。從つて晝間，地震計設置位置附近に於いて車馬の通行，電動機の振動等短周期の微小振動が地震計針先と記象紙との間の摩擦を減少する方向に作用し周期の長い脈動の振幅を大ならしめたものと考へられる。

湯之に於ける連續觀測の結果を基準として時間的の變化に對する補正を行つた結果に就いて各點に於ける脈動の振幅を地圖上に記入し等振幅線を入れて見ると爆發地點を中心として略同心圓を以て現はし得る事を示して居る（第4圖）。第5圖に振幅と活動中



第4圖　爆發に伴ひ發生せる脈動の振幅分布



第5圖　脈動の振幅と爆發中の火口との距離

の火口と觀測點の距離との關係を示し，振幅の傳播距離に對する減衰の有様を示したのであるが，今回使用した地震計の重錘は 30kg 並に 15kg の大なるものであるとは云へ既述した如くの摩擦のため脈動の振幅の減衰並に波の性質に就いて詳細には論及出來ない憾があるが振幅が爆發繼續中の火口よりの距離と共に減衰して居る事より脈動の發生の源が新火口である事は明かである。

筆者の一人は曾つて三宅島[3]の噴火及び草津白根山[4]の數秒毎に發生する連續爆發に伴ひ起された脈動を同種の微動計に用ひて 0.5 秒~0.8 秒程度の周期の連續した波形の脈動を觀測し，その振幅は爆發の强度に比例し，爆發の發生，休止と，脈動の發生，休止と全く一致して居る事を確めた。又淺間火山[5]に於いて，唯一回の孤立した爆發に際して發生する地動も同様の微動計にて記錄した結果 0.5 秒乃至 1.0 秒程度の比較的長周期の波が續き，次いで爆音の傳播のために觀測點附近の土地，觀測臺，振子等に短周期の振動が起される事は，記錄紙上に於いて明瞭に認められる事を報告した。この現象は大森博士[6]の淺間山，有珠山，櫻島等の火山活動の際の地震觀測の結果を檢討しても同様の事が云へる。今回の櫻島の連續爆發に於いても之等と類似の波形及び周期の波の連續した脈動が火口を中心として周圍に傳播したのである。櫻島の噴火に際して金井博士[7]は短周期高倍率の振動計を用ひて，空氣振動並に地動を夫々別々に觀測した結果空振記錄と殆んど同時に短周期の地動が記錄上に現はれた。今回の櫻島の爆發の空氣の波の振幅は約 10 粁離れた地點に於いては靜水壓にして 1mmHg~5mmHg 程度の大きさと推定されるのであるが，金井博士の觀測した短周期の地動は爆發の空氣波が air hammer として振動計設置附近の土地に働いた結果土地が振動したものと解釋されるものと想はれる。

§ 3. 火山活動に伴つた櫻島の傾斜變動

大正 3 年の爆發の前後に行はれた櫻島附近並に九州南部に行はれた各種地形測量[8]の結果は著しい大規模な土地の隆起，沈下が火山活動に關聯して發生した事を明かにした。

筆者等は櫻島の地形變動特に傾斜變動を明かにするために狹い地域に水準點を 4 個及至 3 個を据置しその水準點の高さを精密に測定し，是等の高さの相對的の變動よりその附近の傾斜變動を定めた。卽ち平坦な地形を選んで約 40 米の正四角又は三角形（地形により必ずしも一定ではない）の各頂點に水準點を設け，その中心に一等水準儀を置い

3) T. MINAKAMI, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 17, (1939), 590.
4) T. MINAKAMI, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 19, (1941), 33.
5) T. MINAKAMI, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 20, (1942), 431.
6) F. OMORI, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.* 6, 7, 8, 9, (1912~1921).
7) 金井淸　震研談話會（昭和 21 年 7 月）
8) F. OMORI, *Bull. Imp. Earthq. Inv. Comm.*, 8 (1914~1922).

て繰返し水準點の高さを測定するのであるが斯る水準點の集合を同島周圍に 11 ヶ所の位置に設けた。この水準點は半永久的に作られたもので數ヶ月後，數年後に再測を行ふ目的である。然るに大正3年の著しい地形變動や，櫻島と類似火山の淺間山の，短期間に 50 秒以上に達する傾斜變動の起り得る事を考慮して，第1回測定を4月3日～6日に行ひ第2回測定を4月 11日～15 日の期間に行ひこの9日間に於ける變動を求めた。傾斜變動の一成分は水準點2個（A, B）の第1回比高測定値（H_A-H_B）及び第2回測定値（$H_A'-H_B'$）の差から與へられる。今こゝに地表傾斜の一成分の測定誤差の一例を示す。傾斜一成分の誤差を角度で現はすと，

$$\Delta\theta=\tan^{-1}\frac{h_0\pm\Delta h}{L}-\tan^{-1}\frac{h_0}{L}=0.''2-\pm0.''4$$

$h_0\pm\Delta h=H_A-H_B$ ……………測定値

$h=0\sim50\text{cm}$ ……………… 水準點の標高差（測定の平均値）

$\Delta h=\pm5\times10^{-2}\text{mm}$ ………… 測定誤差（第Ⅱ表）

$L=50\text{m}-25\text{m}$ …………… 水準點の水平距離

二成分を組合はせると $0''.3\sim0''.5$ の誤差となり更に2回の測定により求められる傾斜變化の誤差として $0.''8$ 内外の誤差が期待される。

第Ⅱ表　測定値の誤差の1例

測定番號	測定値(H_A-H_B)
1	$h_0-0.03$mm
2	〃 -0.03
3	〃 -0.02
4	〃 $+0.05$
5	〃 $+0.06$
6	〃 -0.08
7	〃 -0.05
8	〃 $+0.07$

平均　$h_0\pm0.05$mm

第6圖にはこの期間內に發生した傾斜變化の地理的分布を示してあるが，櫻島は僅か9日間に同島は大隅半島との接續部（測定點 No. 1）を除けば北方向に約6秒の傾斜變化のあつた事が明かとなつた。而もその傾斜方向の分布から觀察すると同島の中央を略東西に走る割れ目を境として北部と南部とに分れた地塊運動と考へる事が出來る。この測定の中で北部櫻島の測點 No. 8 がやゝ著しい變動量を示してゐる。これは兩測定期間中に水準點附近に家屋が新築されたための人爲的沈下が含まれて居る疑がある。

尙湯之にスピリツトレベルをこの期間中設置して每日讀取つたが，日變化及び局部的の變化が大きく現はれて居るのでこゝにはその結果を省略してある。其の後の變動を知るために來る十月に再測する豫定であるが內務省地理局に於いて鹿兒島灣沿岸の一等水準測量を施行しつゝあるから廣範圍に亙る地形變動は近く明かになると考へられる。こゝには火山活動中の短い期間に於ける同島の傾斜變化の結果を示したものである。

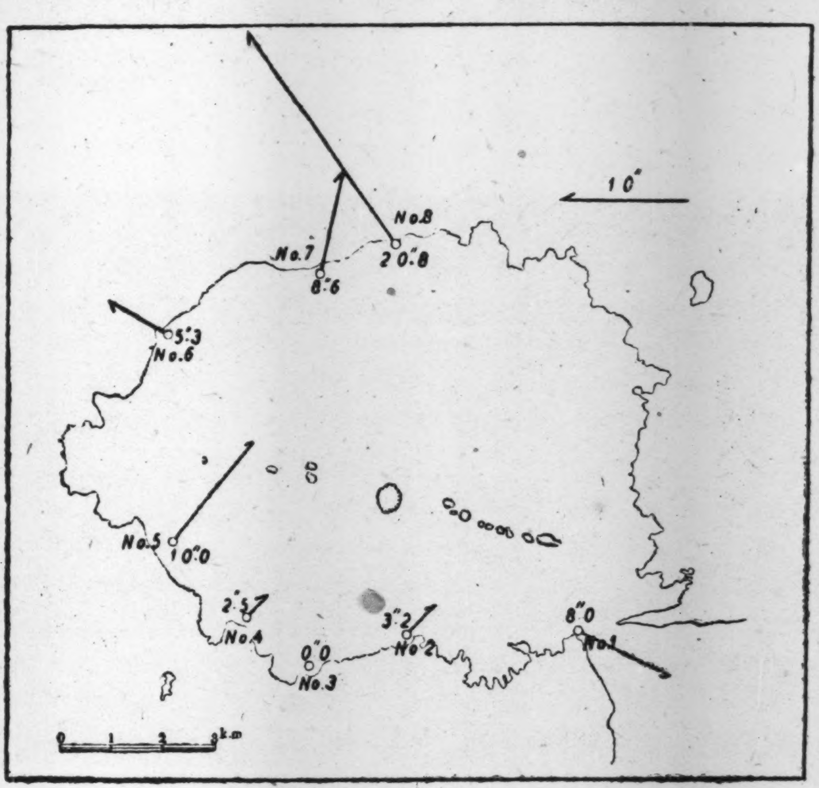
今回の櫻島噴火調査に當り鹿兒島縣廳，運輸省當局の好意ある援助と便宜供與に對して感謝するものである。又種々の困難を克服して觀測に助力された內堀氏，東大地球物

理學科學生矢作，島津兩君に御禮を申上る次第である。

（本研究は文部省科學研究費に據る）

第Ⅲ表　傾斜變動測定結果

測　定　場　所	傾斜變化方向	傾斜變化量
No. 1 瀬　戸	N108°E	8.″0
No. 2 有　村	N42° W	3.″2
No. 3 古　里	——	0.″0
No. 4 湯　之	N41°E	2.″5
No. 5 赤　水	N13°E	10.″0
No. 6 　武	N61° W	5.″3
No. 7 西　道	N7°E	8.″6
No. 8 二　俣	N35° W	20.″3



第6圖　傾　斜　變　動

12. *Recent Activity of Sakura-zima.* (1)

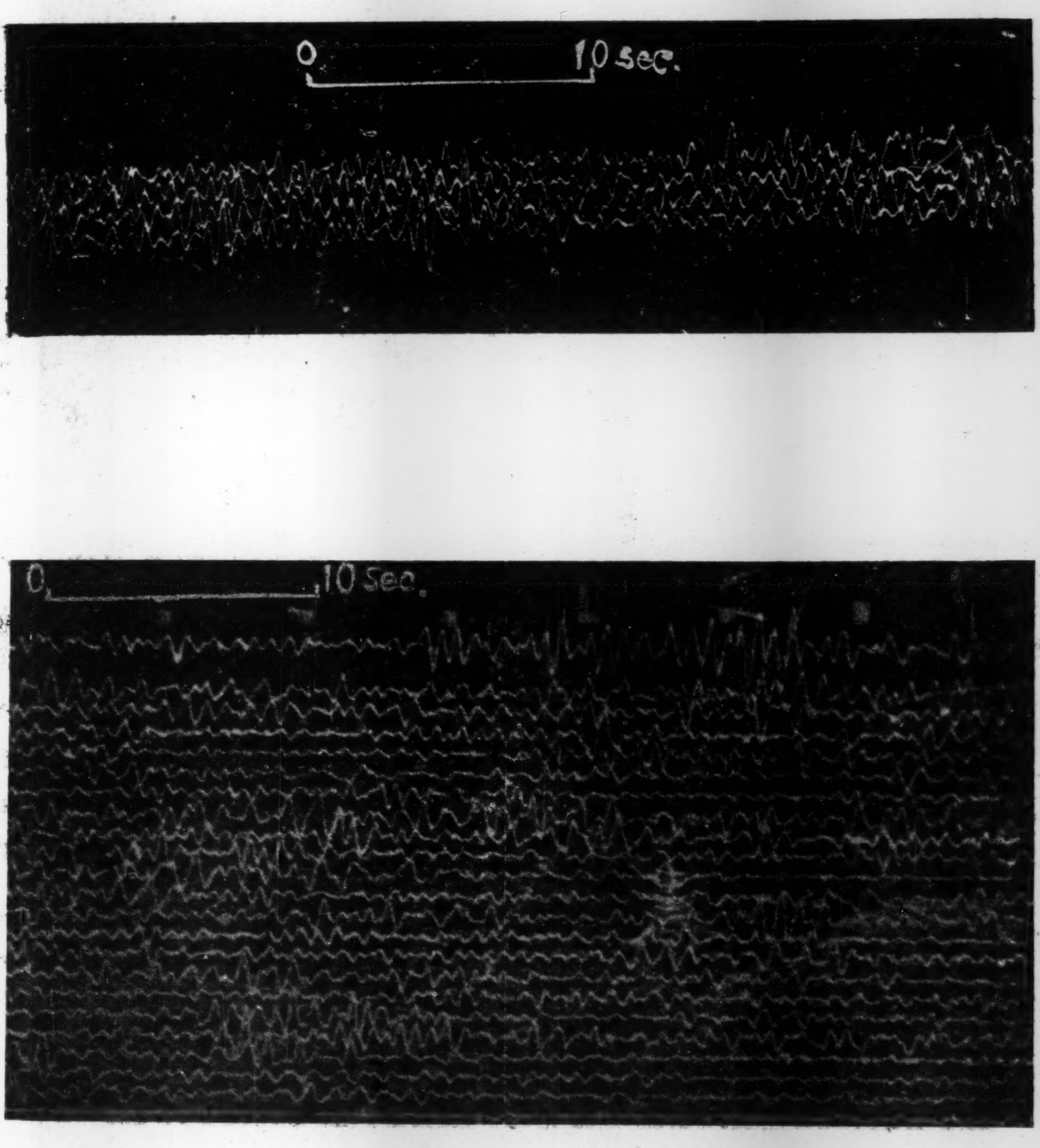
By

Takeshi MINAKAMI and Kazuo IWAMA,

Earthquake Research Institute.

In the recent activity of the Sakura-zima volcano in March and April, 1946, the writers carried out the seismometric observation and topographical survey in Sakura-zima.

Earthquakes that took place near Kagosima city and pulsations caused by explosions of the new crater were recorded by microseismographs at all the places in the island. According to the precise observation of tilt of the earth's surface, the island tilted remarkably as seen in Fig. 6 during two weeks in March, 1946.



第7圖 爆發に伴ひ發生せる脈動

(震研彙報 第二十四號圖版 水上・岩間)

第8圖 櫻島噴火の夜景 (昭和21年4月8日)

13. 最近の櫻島火山の活動に就いて (II)

新熔岩流の帶磁と傾斜變化

地震研究所　水上　武
佐久間修三

(昭和21年11月19日發表——昭和22年3月11日受理)

緒　　言

昭和 21 年3月より約3ヶ月に亘つて活動した櫻島の第一回調査は，3月末から4月11日迄の間に同島に於て火山の脈動，地震及び傾斜變化の測定を行つた。同年 10 月第二回の調査として前回と同樣の假設水準點の再測を行ひ其後の傾斜變化の調査並びに昭和 14 年に行つた地磁氣伏角の再測を行ひ，特に新熔岩流附近の伏角の變化から熔岩流の帶磁の强さを計算した。

磁氣伏角の測量

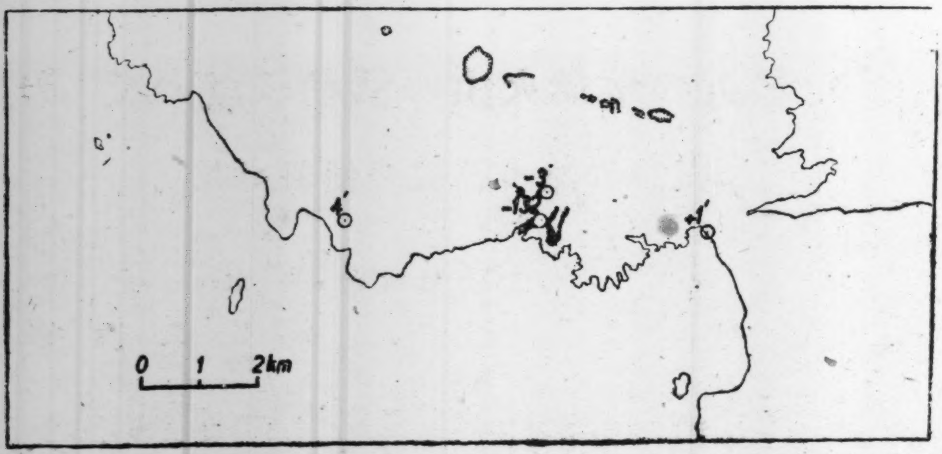
昭和 14 年の測量[1]に用ひた水路部型の伏角計を使用し，昭和 14 年の測點の中4點で再測して第I表及び第1圖の結果を得た。

第I表　櫻島の伏角變化

測點	伏角		變化量 (II−I)	(II−I) の誤差
	(I) 昭和 14 年	(II) 昭和 21 年		
1. 湯之	43°23′	43°19′	− 4′	± 5′
3. 有村	44°45′	43°13′	−1°32′	± 4′
5. 戸柱鼻	43°49′	43°50′	+ 1′	± 2′
6. 有村北方	44°38′	43°35′	− 3′	± 2′

但し測點の標柱がない爲，測定位置の精度は 1~2 米で，その附近に於ける磁場傾度を實測して前回の測定との差即ち變化量の中にこの誤差を考慮した。測點1に於ては人工的地形による擾亂の爲傾度の最大は 3.2′/m であつたが，測點 5,6 では共に 0.5′/m であつた。又測點3は有村に流出した熔岩流の北緣の 3米內側にある爲熔岩流の北側で前の測點3に最も近い所で測定した。こゝでは現在の磁場傾度の値は新熔岩流によ

1) 津屋弘逵・水上武　震研彙報 18 (1940), 318.



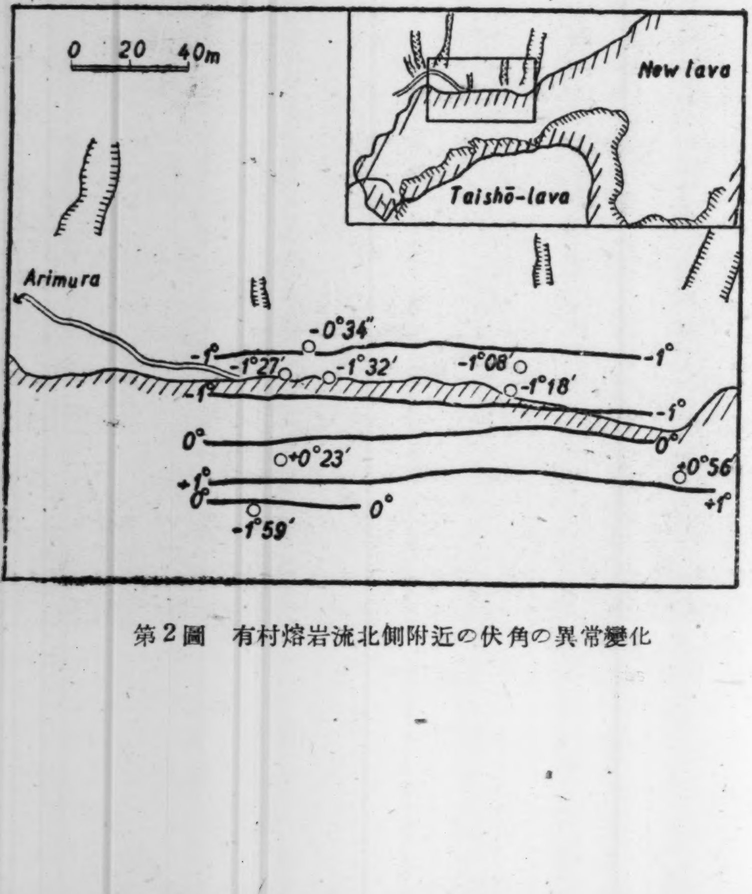
第1圖 櫻島の地球磁氣伏角變化 (1939~1946)(有村熔岩流の尖端附近の著しい變化)

り著しく大きいが，前回に於ける磁場傾度の値として 0.5′/m を採用して新しい測點に就ての伏角の變化量の誤差を求めた。

上の測定結果から，測點3を除いては伏角の變化は認められず，測點3に於ける大きい變化は新たに流出した熔岩流の帶磁の影響と考へられる。

熔岩流は測點3の附近では略東西に走り，高さ約 30 米，巾約 50~100 米で，南側は大正熔岩上に蔽ひかぶさつてゐる。この熔岩流の帶磁を知る爲，測點3の附近で熔岩流の北側と熔岩流上とで伏角を測り，第 II 表及び第2圖の如く熔岩流北縁に平行なコントルをもつ著しい磁場異常を觀測した。

この異常を説明する爲，熔岩流が現在の地球磁場の方向に帶磁してゐるものとし，東



第2圖 有村熔岩流北側附近の伏角の異常變化

第II表 熔岩流の帶磁による伏角異常

測點	伏角	伏角−44°45′ (ΔI)
A	43°13′	−1°32′
B	43°18′	−1°27′
C	43°27′	−1°18′
D	43°37′	−1°08′
E	44°11′	−0°34′
A′	45°08′	+0°23′
B′	42°46′	−1°59′
C′	45°41′	+0°56′

西に軸をもち一様に地球磁場の方向に磁化した無限に長い圓壔十數箇によつて新舊熔岩流の形を近似すれば，伏角の變化量(ΔI)として次の式を得る。

$$J=-\frac{F\Delta I}{2\pi}\cdot\frac{1}{\left[\sum_i \frac{a_i^2}{r_i^2}\{\sin(I-2\nu_i)+\cos(I-2\nu_i)\}\right]}$$

こゝに F=0.45 Oe.

(地球磁場の全磁力)

$I=44°45'$

a_i は圓壔の半徑

ν_i, r_i は圓壔と測點との相對的位置によつて定まる數

とすれば，觀測された ΔI と比較して帶磁の強さ J を下のやうに定め得る。

$$J=0.005\pm0.001\ \text{e.m.u.}$$

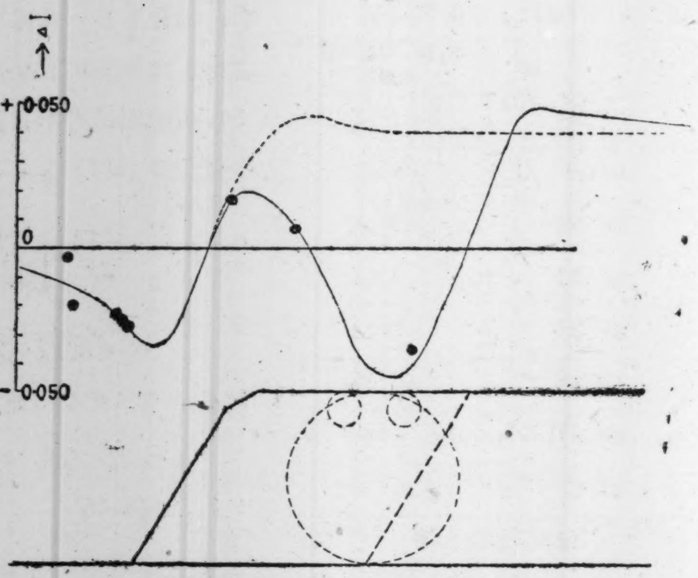
但しこれは熔岩流北側の5點(A→E)の實測値による。

この J の値は今回の熔岩について永田博士が實驗室で測定した値[2] (0.0073~0.0045 e.m.u.)と略一致するが幾分小さいといふことは熔岩の冷却後の不規則な移動により見掛上平均的な J の値が小く求められたと考へられる。尙，熔岩流內部に Curie 點以上の高溫部が存在すると考へられるが，熔岩の流出が5月を以て終つてから[3] 既に5ケ月を經てをり，三宅島熔岩流の冷却に伴ふ帶磁が5ケ月後には略了つた[4]ことから推して，今回の測定點附近の熔岩流の大きさが三宅島熔岩流のそれと大差ない故，その內部はまだ高溫であるにしても，これらの測點の磁場變化は略了つてゐると推定してよいであらう。

上の J の値から ΔI を計算すれば，第3圖の破線となるが，特に大正熔岩流との境界に近い點の測定値と一致しない。大正熔岩と新熔岩との接觸部では大正熔岩及び冷却した新熔岩の摩擦による回轉がはげしく，各の岩塊の帶磁の方向が平行に保たれてゐないと考へられるのでその部分は平均的には帶磁してゐないとして計算すれば第3圖の實線の曲線を得，これは觀測値とよく一致し，この近似によつては地上の伏角異常の値には前の近似と殆ど變りがない。

結局，新熔岩流は部分的に冷却後の崩壞や回轉で亂されてはゐるが全體としては地球

2) 震研談話會(昭和21年5月)に發表
3) 都城・石岡 科學 16 (1946), 217.
4) T. MINAKAMI, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 19 (1941), 612.



第3圖 有村熔岩流東西斷面上の伏角異常變化，黑丸：觀測値
實線：磁氣的空洞を假定した計算値，破線：全熔岩が磁化
した場合の計算値：太線は熔岩流（左側：今回の熔岩流
右側：大正の熔岩流）

磁場の方向に帶磁してゐると結論することが出來る。

傾斜變動の測量

4月に設けた標點に就て，4月と同じ標尺，水準儀を用ひて近接して設けられた3乃至4個の假設水準點の高度差を再測して4月以後の變化を求めた。初め造られた島內11

第4圖 傾斜變化 細矢 4月3日～4月11日
太矢 4月12日～10月23日

ケ所の測點のうち，4月中に再測し得たものは8ケ所であつたが，更に其後標點の多くが破壊された爲1ケ所に3ケ以上の標點の殘つたのは島の南部の3ケ所のみであつた。これらの地點では悉く4月と殆ど同じ方向に地盤の傾斜が進行してゐる。(第4圖)（第Ⅲ表）そしてその進行速度は第 IV 表のやうに4月上旬の 1/9 に減少してゐる。これは火山活動の消長と關係があると考へられ而も噴火終息後も或る程度同じ方向の地形變動が繼續した事を示すものと考へられる。

第 III 表
傾斜變化量（4月 12 日→10 月 23 日）

測　　點	傾 斜 量	方　　向
瀬　　戸	26.″7	N112°E
有　　村	27.″2	N40°E
赤　　水	4.″8	N50°E

第 IV 表
傾斜速度の變化

期　　　間	傾斜速度(秒/日)（平均値）
4月3日→4月11日	0.″9
4月12月→10日23日	0.″1

觀測された傾斜變化が見かけのものでないことを検する爲に次の二つの吟味を行ふ。流出熔岩による鉛直線偏倚は，第4圖斜線部の新熔岩の厚さを 30 米として計算すると有村で 0.″1，戸柱鼻では 0.″04，赤水ではで觀測された傾斜量に比べて極めて小さい。標尺の目盛巾の伸縮による系統的誤差については，標點間の高度差とその變化量との間に系統的な關係が認められず，從て目盛の伸縮もなかつたと思はれる。以上によつて得られた傾斜變化は實際の地盤の傾斜と考へられる。

傾斜變化の一原因として新熔岩流の重量による地盤の變形が考へられるが，今半無限體表面の矩形荷重による變形[5]として新熔岩流に最も近い有村の測定について概算すれば，4月以後に増した質量として有村熔岩流尖端の北枝流（長さ 500 米，巾 150 米，高さ 30 米）を採り，剛性率を $\mu=1\times10^{11}$ dyne/cm^2 とすれば傾斜の絶對値は約 1″ となり實測値に比して小さく，その他の測點でも實測値よりはるかに小さくその方向も一致しない。

第5圖　新火口附近の地形圖
C；新火口，F；裂れ目

島全體の傾斜變化を通覽すると，傾斜の方向が島の北部，西部，東南部に於て夫々略一定で

5）佐藤泰夫・力武常次　地震 14 (1942), 103.

あり且それらが持續する性質を持つてゐることがみとめられる。これ等の事實から考へられるやうに火山噴出物の成層からなる櫻島の地形變動が地塊運動的の性質を持つことは注目される事柄である。

火口附近の地形測量

10 月 25 日に氣壓高度計とクリノメーターとによつて新火口附近の概略の地形測量を行ひ，第5圖を作成した。高度の絶對値の精度は 20 米である。新火口丘の上の平地に略南岳と新火口とを連ねる線上に巾約1米の裂目が見られたが，大正火口群より推定される裂線に關係するものであらう。

新火口丘は昭和7年の地形に比較して約 40 米の高さを有し，火口の南北徑は約 50 米である。火口壁東側には熔岩の溢出したと思はれる裂目が殘存してゐる。

今回の調査に當り鹿兒島縣當局より種々の便宜を與へられたことに對し感謝の意を表し度い。本研究は科學研究費により行はれたものである。

---

13. *Recent Activity of Volcano Sakura-zima, (II).*

By

Takeshi MINAKAMI and Shūzō SAKUMA,

Earthquake Research Institute.

A survey of geomagnetic dip was repeated by the dip circle used in the first survey in 1939. Remarkable changes in dip were not observed at any place in the Sakura-zima Island but one situated quite near the new lava-flow. By another dip-survey across the north side of the newlava, it was found that the lava was magnetized in the direction of the present geomagnetic field as a whole, and its intensity of magnetization calculated from the observed anomaly was 0.005±0.001 e.m.u..

Measurement of tilt of the ground was also repeated in the same manner as in April. Most of bench-marks having bean destroyed, during Apr.~Oct., only three groups of them remained. At these stations, the ground tilted towards the same direction as before (See Fig. 4), and its daily rate of the tilt decreased to 1/9 of that of April. The topographic distribution of direction of tilt suggests that the island consists of more than three blocks.

A topographic survey near the new crater was carried out by a mountain barometer and a clinometer.

14. 櫻島噴火に伴ふ短週期火山微動

地震研究所　永田　武
地球物理學教室　淺田　敏
地球物理學教室　鈴木次郎

（昭和21年5月21日發表——昭和21年6月30日受理）

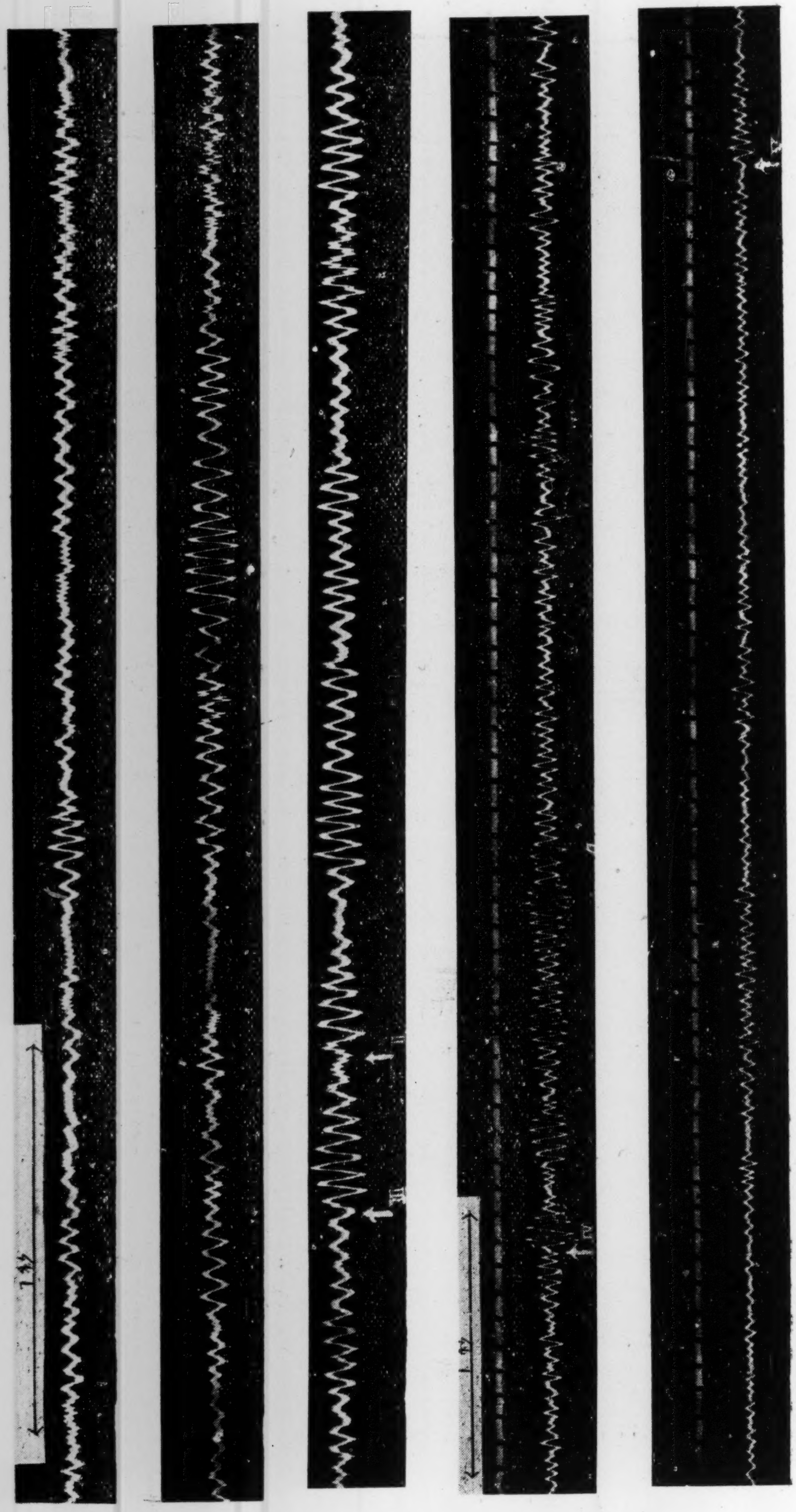
1. 火山の活動に伴ふ所謂火山微動は多くの人々に依つて觀測されて居る。淺間山に就ては大森博士[1]の研究があり，佐々博士[2]は阿蘇山に於る微動を四種に分類された。又高橋博士及永田[3]等に依つて三原山の微動は調査され，水上博士は三宅島[4]，草津白根[5],[6]の活動に當り周期1秒の微動計を用いて觀測され，火口に於ける爆鳴と密接な關係を持つ周期約 0.5 乃至 0.8 秒程度の微動を認め其等は表面波であると考へられて居る。

今回の櫻島活動に當り水上博士，岩間理學士等は周期1秒の微動計をもつて觀測されて居るので，筆者等は更に短周期の微動に關する計測を目的として電磁式微動計を用いて觀測を行つた。

2. 觀測は3月 31 日より4月4日迄は古里で，4月5日より 11 日の6日間有村部落内の數ケ所に於て行つた．古里は火口より 3.0 粁有村は 2.4 粁の水平距離があり，夫々海拔約 20 米である．微動計としては萩原博士により設計せられた變磁束形トランスデユーサー[7]及電磁オツシログラフを用いた。倍率は20サイクルに於て 110,000 倍にしてある．トランスデユーサー及びヴアイブレーターに關する數値は第Ⅰ表に示されて居る．ダンプイングはトランスデユーサー及ヴアイブレーター共に臨界制動で使用して居り，又オツシログラフの光梃子の長さを普通の場合より短かくして用いて居るので，ヴアイブレーターの感度は，2.7×10^{-6} アンペア/粍となつた。

測定は古里に於ては約 30粍/日 の記錄速度で振巾變化を調べたのであるが，有村に於

1) 大森房吉　震災豫防調査會歐文報告　6 (1912～1914)；7 (1914～1919).
2) 佐々憲三　京大理學部紀要　A類 18 卷5號 (1935), 255.
3) 高橋龍太郎・永田武・平能金太郎　震研彙報　16 (1938), 87.
4) 水上　武　震研彙報　19 (1941), 26.
5) 水上　武　地震　11 (1939), 207.
　　　　　　震研彙報　17 (1939), 590.
6) 水上　武　震研彙報　20 (1942), 505.
7) 萩原尊禮・表俊一郎　震研彙報 18 (1940), 305.



第1圖

第 I 表

トランスデユーザー

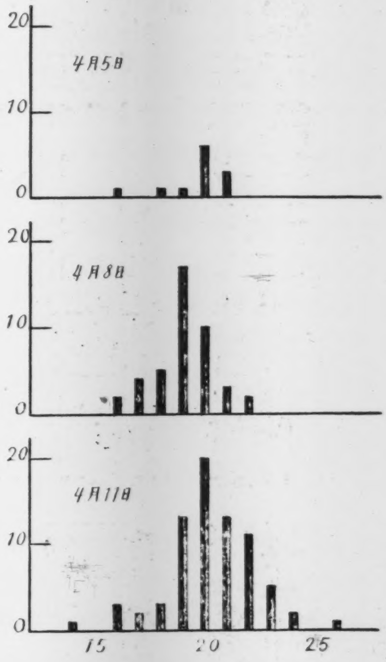
周期	コイル卷數	全磁束	空隙	コイル直流抵抗
1/20秒	1000	3.5×10^4マックスウエル	0.2粍	5.0×2 オーム

ヴアイブレーター

感度	周期	內抵抗	臨界制動抵抗
1.5×10^{-6}アンペア/粍	1/150 秒	8.5 オーム	6 オーム

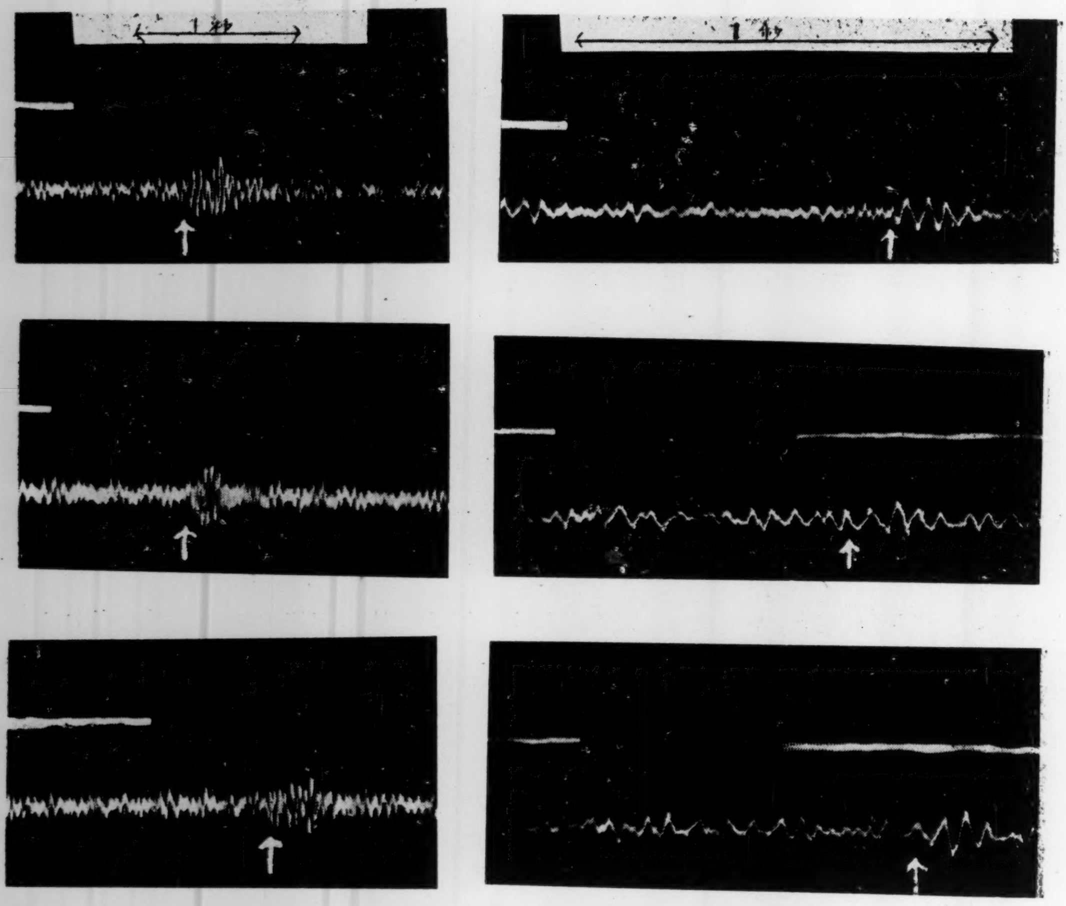
ては爆鳴の盛な時に 1～2 分間づゝ早い記錄速度で測定を行つた．記錄の一例は第1圖に示してあるが，次々に現われる 0.4～0.5 秒程度の繼續時間を持つ波群とその間の小振巾の部分とよりなつて居り，噴火は一分間に數回乃至 30 回爆鳴を伴つて行われるのであるが，爆鳴の盛な時には波群は連續的に現らわれる．記錄された波形が周期，振巾，振動方向に關する點を除いては三宅島，草津白根等に於て記錄された微動の其れと似て居る事は著るしい事實であると考へられる．波群の部分は全振巾 0.1 ミクロン程度である．

第2圖は有村附近各地に於ける記錄の一部について周期の頻度分布を示してあるが，一般に周期は 20 サイクル附近に極大を持ち日時及觀測場所による變化は認められない樣である．



第　2　圖

爆鳴の極く大なる時には，其れに對應して人體に地動を感ずる事もあり，又オツシログラフの光點を觀察すると多くの場合爆鳴に對應する地動の存在を知る事が出來る．我々は爆鳴を記錄するために，スイツチを用いて其を記錄に入れ波群との關係を調べた．得られた記錄 45 個の內 23 例は兩者の間に對應が認められる．內數例を第3圖に示してある．爆鳴が連續的に起る場合には記錄上の對應が難かしくなる．又一つの大きな爆鳴の前後に小さな爆鳴をともなう事もあり又小さな爆鳴のみ生ずる事もあるが光點を觀察する事に依れば，爆鳴が比較的大きくても振巾の小さい事もあり逆の事もあるのであつて，振巾の小さな波群は常時存在する小振巾の部分に隱蔽されてしまう．この



第 3 圖

第 4 圖

様な關係があるために上の方法で爆鳴と音との關係を調べても 50% 程度の對應率しか得られないのであらう．一般に波群は音より遲れて到達するのであつて其の遲れの時間の平均値は 0.71±0.07 秒である．一方有村附近の各地に於て煙の噴出時刻とそれに對應する爆鳴の到達時刻とに着目してストツプウォツチに依つて音速を測つた．但しその測定は日時を定めず行なつたのであるから，夫々の測定の時の氣象狀態は異なるのであるが，その結果を平均すれば音速は 344±15米/秒 となり，我々の感じて居る音は有限振巾を持つ爆風的な波ではなく普通の音速を持つものと考へられる．波群は多くの場合爆鳴と對應し得るのであるから，爆發と同時に火口より傳播するものと考へると波群の平均速度は 306米/秒* となる．

3. 又一方トランスデユーサーを2ケ火口方向の直線上に夫々6米 95 糎へだてて置き夫々の同一フイルムに記錄，2點觀測を行つた．微動計設置場所は有村の一地點でその地形は階段的な畑上であり，火口方向に垂直な方向の高さ 2~3 米のがけにはさまれ，その間隔は約 30 米位である．附近の地下構造に就いては模形的に簡單なものであるとは考へられず，又ノイズ等の關係により全面的には波の對應は出來ないのであるが振巾大なるもの等については記錄紙上に於て位相差を讀む事が出來る．その一例が4圖に示されて居る．此の位相差より波の速度を計算すると（測線方向の成分）292±20米/秒を得る．若しその波群が實體波であるとすれば震源距離は約3粁に及ぶのであるから，物理地下探査及人工地震の實驗等の經驗によればさらに早い見掛の速度を得られると思われる．火口附近より有村にいたる山體の地下構造はかならづしも一樣な層狀構造を持つとも考へられないので觀測地に於ける見かけの速度及火口より觀測地までの平均速度は表面波を考へても完全に一致する事は期待出來ない．位相差より得られた速度がこの程度に爆鳴との關係より得られた速度と一致する事は震源が火口にあり走時がほゞ直線的である事を示すものと考へられる．以上に記述した事實より波群は爆發に依つて勵起される一種の表面波であると考へられる．記錄された波群には色々の類形が見られるが，その内のあるものは波の頭部より一波ごとに周波數を取ると第Ⅱ表に示すが如く最初は周期が長く段々短くなつて行くのが見られる．此れは地下に層狀構造を考へればその爲の分散に依ると思われ，かゝる波群が衝擊的に勵起されて居ると考へれば，妹澤博士等[8]の理論的研究結果と定性的に一致する様に見える．

5. 水上博士に依る三宅島で觀測[9]された例によれば，周期は約 0.6 秒，振巾は數ミク

---

* 波群の傳播速度を算出するのに遲れの時間の平均値に依るべきか，最大値に依るか，又は平均値に適當な補正を加えた値を用うるべきか問題であるが，今遲れの時間として 0.8 秒とすると速度は 304米/秒 となる．いづれにしても高々數%以内の差が出るにすぎない．

8) 妹澤克惟・西村源六郎 震研彙報 8 (1930), 321.

9) (3) 參照.

第 Ⅱ 表

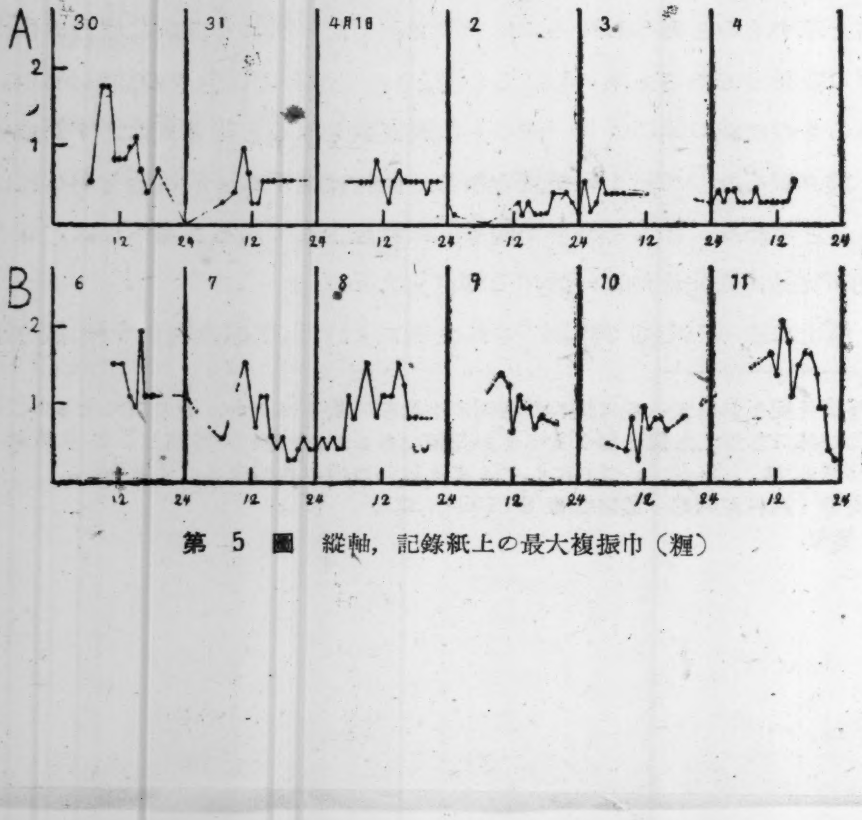
I	II	III	IV	V
16.3	19.5	19.5	19.2	21.6
16.6	19.4	20.4	21.7	27.2
15.0	23.0	21.0	25.8	27.6
19.5	27.0	20.9		
15.3	24.2	22.0		
16.0		21.6		
20.0		23.0		
21.5		22.5		
19.5				
21.0				

數字はサイクル數を示す，
I は第4圖中に，II III IV V は第1圖中にある波群．

ロン時には數十ミクロンに及ぶ波群が見られ爆鳴と對應出來る事，表面波と考へられる事等，櫻島に於ける短周期火山微動と著るしい類似が見られる．又櫻島に於ても周期0.6～0.7秒の微動も觀測されて居る．

同じストロンボリ形の噴火に於ても異つた山は地下構造についても又火口についても異つたデイメンジョンを持つわけであり，爆發により火口附近より生ずる微動に關しても異る事も有り得る，又は周期振巾の異る幾種かの波が同時に發せられる事も考へられる．同一の山體について種々の火山微動の關係を知る爲に異つた周期，倍率を持つ地震計に依る觀測網をはる事は今後必要な事であらう．

短周期火山微動は火口の表面的活動を指示すると考へられ，この意味で爆鳴の器械觀測と共に火口内淺所の情況を知る爲に有力であろう．



第 5 圖　縱軸，記錄紙上の最大複振巾（粍）

又期間中の振巾の變化を第5圖に示してある．一分間の最大複振巾の讀取値を1時間毎に平均した値を記した．

なほ微動の記象に於て周期 20 サイクルのものの他に周期5サイクル附近のもの，70 乃至は 80 サイクルのものが認められるのであるが，5サイクルのものは記錄速度の關係より不明瞭であり，又 70 又は 80 サイクルのものは振巾小さく其の性質は明かでない．又波群の間に常に存在する振巾の小さな振動の性質も明らかでない．

6.　以上の結果を要約すれば，

i)　微動は周期 20 サイクルの波群よりなり，この周期は時や所に依り變らない．又他に周期5サイクル及 70 乃至 80 サイクルの微動も存在する．

ii)　周期 20 サイクルの波群に關しては，爆鳴と對應が出來，爆鳴よりの到達時刻の遅れより出した速度と，2點觀測より走時を求めて得た速度とはよく一致し，火口に震源を持つ表面波と考へられる．

iii)　かゝる短周期火山微動は火口内の淺所の活動によるものと考へられる．

なほ今回の調査研究に當つて，萩原教授，表助教授より測定器をかしていただき且種々御教授をいたゞいた事を感謝する．又松澤教授よりは種々御指導をいたゞいた金井博士には種々の問題について討議していたゞいた．こゝに感謝の意を表する次第である．

---

14. Volcanic Tremors of Short Periods at the Eruption of Sakura-jima.

By

Takesi NAGATA,

Earthquake Research Institute,

Tosi ASADA and Ziro SUZUKI,

Geophysical Institute.

During the eruption of Sakura-jima, we observed volcanic tremors of short periods by means of electromagnetic transducers. The magnification of instruments is about 110,000 times for the vibration of 20 cycles. The results of observation are as follows.

(i) The frequency of waves is about 20 cycles and kept constant during the observation. This predominant period seems to be independent upon locality, as far as a few places we are concerned.

(ii) The velocity is determined by two methods. The one is the determination of time lag between the arrival of wave group and sound of detonation, and

the other the determination of phase difference of waves recorded by two transducers which are set about 7 meters distant from each other in the direction to the crator. The results of two methods fairly coincide with each other, the value of velocity being about 300 m/sec.

(iii) The waves are dispersive.

(iv) We observed also two kinds of waves having the frequency of 5 cycles and about 80 cycles.

(v) The variation in amplitude of main waves is also observed.

It will be concluded from these results that the main waves are a kind of surface waves generated at the crator by the shock of eruption.

15. 櫻島噴火に伴う音響微動觀測結果

地震研究所　金　井　　清
田　中　貞　二

（昭和21年5月21日，7月16日發表——昭和21年12月20日受理）

1. まえがき

今回の櫻島火山活動は3月9日頃より噴煙を出し始め，次第にその活動は活潑になり，大量の噴煙と熔岩を2ケ月以上も噴出しつゞけ，5月下旬ようやくその活動を休止した．

筆者らは噴火に伴う音響と短週期微動を觀測し，噴火機構の一端でものぞいて見たいという目的をもつて，櫻島東南對岸の海潟部落（火口より約 6.5km）において4月 10日より 16 日までの7日間觀測に從事し，その後は當地國民學校に依頼して音響觀測のみを活動休止までつゞけた．

音響觀測記錄の後半期分はまだ讀取りが終らないが，只今まで整理した結果を，今日まで幾多の火山爆發に際して行われた地震並びに脈動の觀測研究結果と照し合したところ多少興味ある事柄が見られたのでこゝに報告する．

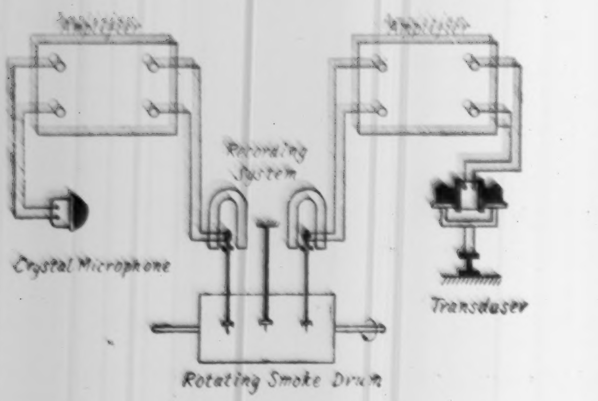
第　1　圖
熔岩流出地域を斜線で示す

2. 觀測方法

觀測裝置を第2圖に示す．卽ち短週期微動測定には新作の換振器を，音響測定には市販のクリスタル・マイクロホンを使用し，後で述べる方法で兩者を同一煤図筒に記錄した．

新作の換振器の見取圖及び寫眞を夫々第3,4圖に示す．その構造は，特に夫々の同極を附け合はしたU字形永久磁石2個を重錘とする板バネ倒立振子，磁石の兩足を心とし盤臺に固定するコイル及びピストン型空氣減衰器からなる。U字形磁石は M. K. $(44mm)^2$ コイルはベークライト卷枠に 0.04mm エナメル線 8,000 回巻き，磁石と卷枠の間隙は 0.5mm，回轉軸の鋼板バネは長さ 9mm 幅 14mm 厚さ 0.8mm，全體をケースに入れた大きさが直徑 12cm 高さ 18cm 重量 3kg である．この密閉したケー

1）水上武　震研彙報　17（1939）590，19（1941）331；萩原尊禮　震研彙報　19（1941）325

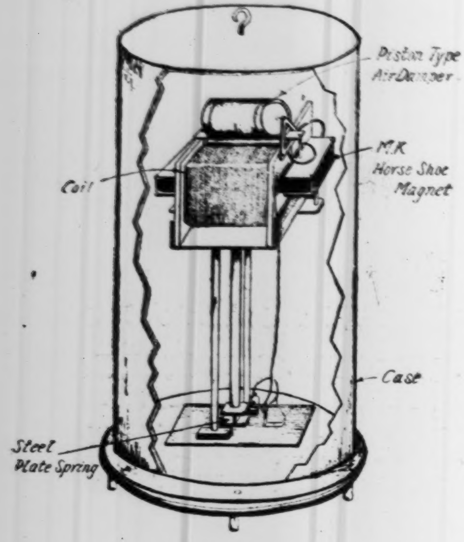


第2圖　觀　測　裝　置

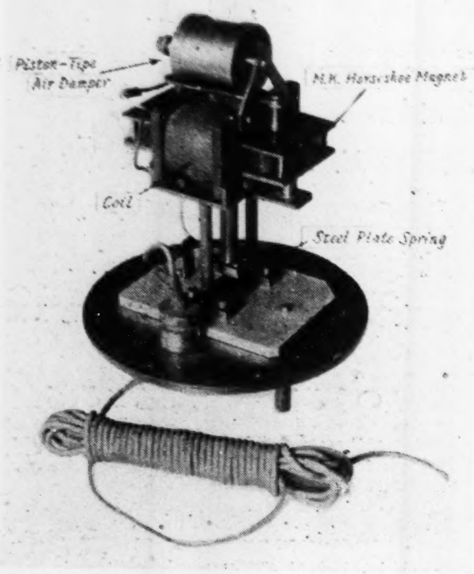
[illegible]砂で埋めた。

振子の週期は 0.184sec であるが，ただいまの場合には磁石の頭へ鉛塊 0.98kg を載せて 0.314sec とした。又，このたびは取扱の都合上ピストン型空氣減衰器を使用しないで，回轉軸の板バネを油粘土で包み，臨界減衰程度の減衰力を與えたり[1]。

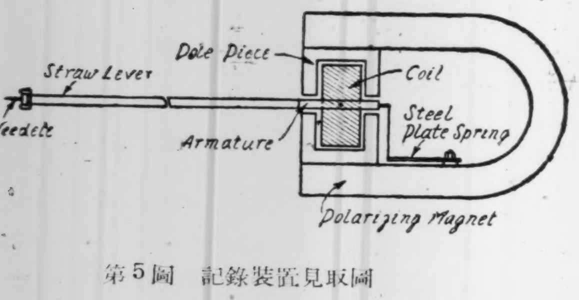
記錄裝置の見取圖並びに寫眞を第5,6圖に示す．微動，音響ともに市販のマグネチツ



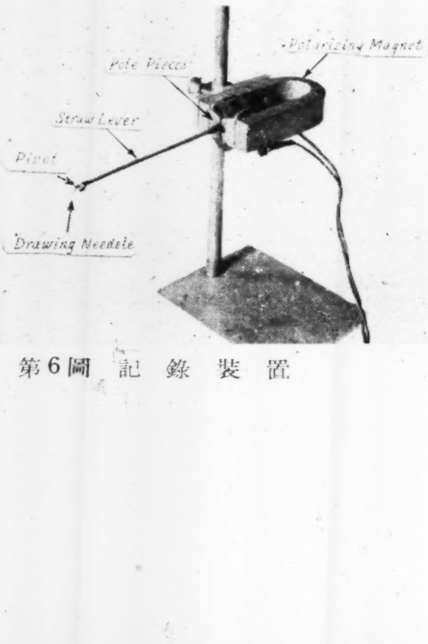
第3圖　換振器見取圖



第4圖　換　振　器



第5圖　記錄裝置見取圖



第6圖　記　錄　裝　置

1)　萩原尊禮　振動　第1卷　第1號 (1947) 8.

ク、モーンの振動部分を使用し、振動子の先に 10cm の竿を附け、その先にピボットを附け、それに指針をはめ煤圓筒に記錄した。この方法は、限られた目的、例えば震動到着時或は震動の起つた回數などの測定には現場用として非常に便利であるが、只今のような短週期振動測定において波形を精密に問題にする場合には不完全である。

記錄圓筒の廻轉には電氣時計用モーターを使用し，1回轉 5min 卽ち記錄紙上 5sec/cm にし，特に波形をしらべる目的の時には小型 A.C. モーターを使用して1回轉約 6sec 卽ち 0.1sec/cm にした。

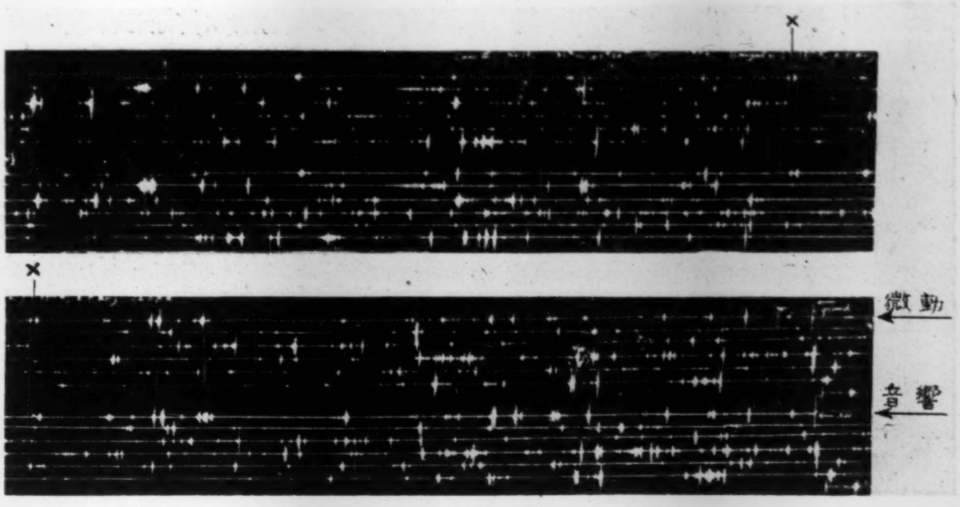
刻時は速廻しの時にのみ行い，長さ 170mm 幅 11mm 厚さ 0.64mm の鋼板（金鋸の歯を落したもの）の先に眞鍮塊を附けて週期 0.087sec にしたものの自由振動を利用した。

なお，換振器及び增幅器は製作後直ちに現場に持參し，まだ現場から歸つてこないから特性試驗は十分にできていない。

3. 觀測結果の考察

（1） 短週期微動の傳播速度.

速廻記錄を見ると，第7圖の1例からも直ちにわかるように，微動と音響とは殆んど



第7圖　4月11日21時〜21時30分，短週期微動，音響速廻記錄，
原記象×1/3.3.（×印で連續）.

同時に到着し普通の考からいうと微動の傳播速度が遅過ぎ，音波によつて換振器の据えてあるその土地の震動が誘發されたのではないかという疑がまづ起る。しかし，普通の風が吹いたときとか飛行機が一度通過したとき，それらの振動が音響記錄には大振幅として現われたが微動記錄には全く見えないことと，次の事柄とからその疑いはないものと

言える．

即ち，第1表は4月 11 日の 24 時間の地動と音響の振幅比較の組合せで，例へば地動音響共に大のときの数は 337，地動が大で音響が現われないときの数が 154 とうように讀むが，この表で地動のみで音響のない時の数は 1298+154=1452 で，全地動数の 36% にあたり非常に多いことがわかる．

第1表 地動，音響数と夫々の振幅との關係

地動＼音響	大	小	無	小計
大	337	283	154	774
小	206	1794	1298	3298
無	2	11	―	13
小計	545	2088	1452	―

なお，第1表における振幅の大小無の區別は，大と小とは音響の場合は戸障子がビリビリするかしないかで區別し，地動は音響記錄に準じた．無は記錄上6倍の擴大鏡で見えないもので無論聽覺に感じないものとした．

以上の考察から唯今の短週期微動の傳播速度は空氣中の音波の速度に大體等しいことが明かになつた．この傳播速度の値は，觀測された短週期微動は如何なる種類の波動であるかを解析する大きな鍵となる筈であるが，只今のところ研究がそこまで進んでいない．

（2） 短週期微動と地震，脈動の關係．

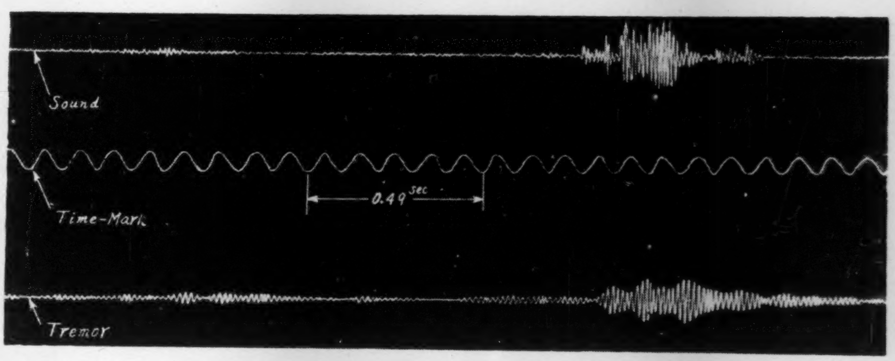
火山性地震は液體熔岩内の瓦斯壓が上り，地殼を破ることによつて起るものと說明されているが，只今の觀測結果で得られた音響を伴わない地動，即ち第1表の第4柱小計 1452 はその規模の小さいものと解してよかろう．普通地震計で觀測される地震回數は爆發の初期に最も多く，時間の經過と共に減少するが，只今の短週期微動回數と噴火活動との間にもこれに類似の現象らしいものが見られる．

音響を伴う微動，即ち第1表の第 2,3 列の第2,3 行の總數 337+283+206+1794=2620 は熔岩及び瓦斯の噴出によつて發生するもので，從來の觀測における脈動を生成するものにあたると考えられる．この種の微動と脈動との關係並びに前記の微動と地震との關係，兩種の微動間の關係等に關する突込んだ考察は逐次行つてゆく豫定である．

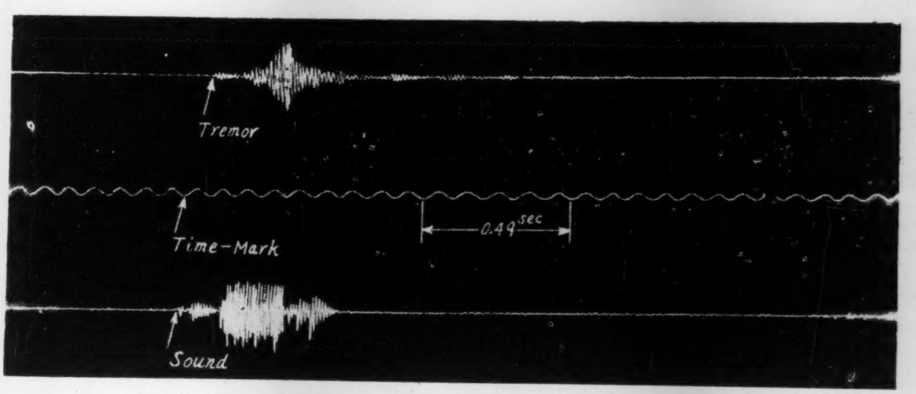
（3） 火口深さの推定．

觀測場所から噴火狀態が海越しに眞向に眺められ，特に夜は噴火の消長がはつきりわかるので，4月 11 日には眼による火口の活動狀況，耳による音響の優劣，記錄上の音響及び微動の大小の4者を各爆發について比較しつゞけた．

火山彈の噴出がある場合と，噴煙のみの場合との記錄を夫々第8圖，第9圖に示す．第8,9圖を比較して直ちにわかることは，火山彈の噴出がある場合の地動記錄には小振幅の先驅部分が約1秒間つづき急に大振幅となり，音響記錄は微動記錄の大きくなるところから始まる．しかるに噴煙のみの場合には先驅する小振幅の地動がなく音響記錄と殆んど同時に始まる．



第8圖　4月11日，短週期微動，音響，速廻記錄，火山彈の噴出のある場合．原記象×1/1.6.



第9圖　4月11日，短週期微動，音響速廻記錄，噴煙のみ噴出する場合，原記象×1/1.6

以上の事柄から噴火の機構の一端をうかがつて見ると，火山彈の噴出のある場合には熔岩塊が火口壁を刺戟しながら上昇するので極めて小さい微動を誘發し，火口緣から噴出する際に音響と比較的大きい微動を發すると考え，噴煙のみの場合には瓦斯體が火口壁をあまり刺戟しないで昇り，火口緣から急に外界に噴出する際に音響と微動を誘發すると考えられる．

このような考え方が許され，靜止の狀態にある火口底の熔岩が瓦斯壓と熔岩表皮との平衡が破れて一定の壓力を受けながら上昇したと假定し，噴出初速度 (v) を 100m/sec と推定し，只今の地動の小振幅微動繼續時間1秒を熔岩が火口底から火口緣迄上昇するに要する時間 (t) として，火口の深さ (h) をあたつて見ると．

$$h=vt/2=50\mathrm{m}$$

となる．都城，石岡兩氏が噴火終止後實地踏査した結果，[1] 火口の深さは約 60m といふことがわかつた[1]．

（4） 地鳴現象の説明．

早廻記録から振動週期を讀み取ると，音響，微動共に振幅の大小に無關係に夫々略一定となり，音響の平均振動數が 100 サイクル，微動のそれが 80 サイクルとなる．兩者の記錄部を取り換えても音響，微動の平均振動數が變らないことと，桿槓部分の自己振動數が約 80 サイクルで，地動の卓越振動數に極めて近いために地動の記錄にのみ唸振動が多く見られることとから，これら 100 サイクル，80 サイクルの振動數は記錄裝置の勢ではなく，音響，微動の夫々の卓越振動數に相當すると言える．

いわゆる地鳴りを聽いたと土地の人も言うし，筆者らもそれらしいものを感じたので，地鳴り現象を，地動によつて地表面で空氣振動が誘發されたものと考へて[2] 考察を行つてみる．今，P＝空氣音の壓力振幅，a＝空氣分子の變位振幅，A＝空氣分子の加速度振幅，f＝振動數，c＝空氣中の音波速度，γ＝空氣の定壓定容兩比熱比，p_0＝大氣壓にすると．

$$P=\frac{2\pi f a p_0}{c}=\frac{A\gamma p_0}{2\pi f c}\left[a=\frac{A}{(2\pi f)^2}\right]\cdots\cdots(1)$$

となり，今 $p=1.01\times10^6\mathrm{dyne/cm^2}$，$c=3.4\times10^4\mathrm{cm/sec}$，$\gamma=1.41$ とすると

$$A=0.15Pf \qquad \cdots\cdots(2)$$

となる，只今の場合，地動の振動數は 80 サイクルであるから，$f=80$，80 サイクルの空氣音響の可聽最低壓力は $0.023\mathrm{dyne/cm^2}$ であるから，$P=0.023$ を（2）式に代入すると

$$A=0.28\cdots\cdots(3)$$

となる．即ち 0.28 ガル以上の加速度をもつ地動があれば地鳴りが聽かれることになる．只今の筆者の記錄からは，裝置の性能上，このような加速度の正確な値を求めることは困難であるが，振れ切つた微動記錄は恐らく 0.5～1 ガルと考えられ，地鳴りらしいものを感覺したのは錯覺ではないことになる．

4. む す び

今回の櫻島噴火に伴う短週期微動並びに音響の觀測結果をしらべたところ，次の事柄がかなりはつきりわかつた．即ち

（1） 短週期微動には地殼内における熔岩の活動によるものと，火山彈及び瓦斯體が

1） 昭和 21 年 7 月 16 日 地震研究所談話會發表．

2） 萩原尊禮 震研彙報 12 (1934), 222.

火口から噴出する際に發生するものとの2種類がある.

（2）　火口緣で發生する短週期微動の傳播速度は空氣中の音波の速度に近い.

（3）　短週期微動の振動數は前記の2種類共に約 80 サイクルである.

（4）　音響の振動數は約 100 サイクルである.

（5）　熔岩を噴出する際には上昇の途中で火口壁を刺戟して微動を發生するが，瓦斯體のみを噴出する際にはその現象が記錄上では見出せない.

（6）（5）の事柄と種々の假定とから，火口の深さが 50m と算出された.（噴火休止後の踏査結果によると火口の深さは約 60m であつた.

（7）　いわゆる"地鳴り"現象があり，微動記象の解析結果からその存在性が確められた.

觀測記錄を整理した結果只今までにわかつたことは以上である．今後に殘つている問題としては2ヶ月間の音響數變化と他の現象との關係，短週期微動，音響の振動數及び短週期微動の傳播速度の說明などがあるが，記錄讀取りを續行中であるから，整理を完了して後それらの問題の檢討を行う計畫である.

終りに臨み，只今の研究に終始御激勵を給つた津屋所長，水上所員に厚く御禮を申し述べる．又，本觀測にあたり多大の御便宜を與えられた鹿兒島縣警察部，警備課，學務課の方々，並びに觀測を最後までつゞけて下さつた協和國民學校諸先生に深甚なる謝意を表する.

なお，本報告の作成にあたり御援助を下さつた鈴木富三郎，金子重彥，清水節の3氏に深く感謝する.

---

15. Detonations and Short Period Tremors Accompanying Volcanic Activity.

By

Kiyoshi KANAI and Teizi TANAKA,

Earthquake Research Institute.

Observations of the detonations together with the short period tremors, which caused by the eruptions of Sakurazima Volcano, were made at Kaigata, a village across the sea, about 6 km SE, of Sakurazima Island, from April 9 to 18, 1946.

The both kinds of records, that is to say, detonation records and tremor ones, showed a clear difference between the case of lava ejected and the case

of smoke only. In the former case, after a preliminary small amplitude tremors of short period, detonations and somewhat large amplitude tremors of short period appeared on records [simultaneously, but, in the latter case, no preliminary tremors were recognized on record.

It may be explained that the preliminary tremors were exited by lavas which ascended giving slight disturbances to the crater wall. From this result, we should found the travelling time of lava ascending from bottom to upper edge of the crater, and then, if we estimate either the initial velocity of ejective volcanic bombs or the depth of crater, it is possible to know the other.

In the present investigations, we made an explanation with the earthsounds phenomena caused by the voloanic activities.

16. 櫻島噴火に伴ふ鳴動及び噴煙

地震研究所　永田　武
地球物理學教室　川野　實
地球物理學教室　大林辰藏

(昭和21年5月21日發表——昭和21年6月30日受理)

§1. 鳴動及び噴煙の一般的狀況

3月10日前後に鳴動を伴つて活動を始めた櫻島は，爾後約2ケ月間にわたり相當强烈な鳴動が續き，これに伴つて噴煙も1500米乃至2000米の高さに噴出を繼續した．しかしながら6月下旬に於てはその活動も漸く終つた樣で，噴煙に於ても時々見受けられる程度であつた．

筆者等が現地に到着した3月中旬より4月中旬までその鳴動の强度を5段階に分けて記錄した結果，一般的に見ても3月中旬より旺盛となつた鳴動は下旬及び4月上旬に到つて最高に達しその後は次第にその勢力を減じつゝあつた模樣である．

この間に於て噴煙も同樣の狀況を示し，同地には當時南西風が卓越して居り從つて噴煙も又北東方面卽ち始良地方へ流れてゐた．降灰量も相當多くその爲農作物の被害は相當認められたが有毒ガス等を含む徵候は無かつた模樣である．

§2. 鳴動の週期及び變動

噴火に伴ふ鳴動の大きい變化は上述の如き經過を辿つたのであるが，更に小週期の變化が顯著に認められた．その活動狀況に對する間接的の觀測として望遠鏡により火口南斜面に落下する火山彈の數をその視野內（約50米平方）に於て10秒每に纒めて記錄した．(第1圖)

圖に於て明らかな樣に大なる週期は6分乃至7分前後に起り，その週期變動は同時に行はれた噴煙に對する尖端放電の記錄に於ても見られる．更に3分乃至4分位の週期が認められ，これは自己相關係數によつて決定した結果3分20秒位が妥當と思はれる．

次に火山彈の出現する數であるが，その現れる數(0.1.2.3····)の確率をポアツソン分布に從ふものとして計算した値と實測値を比較すると次の如くなる．

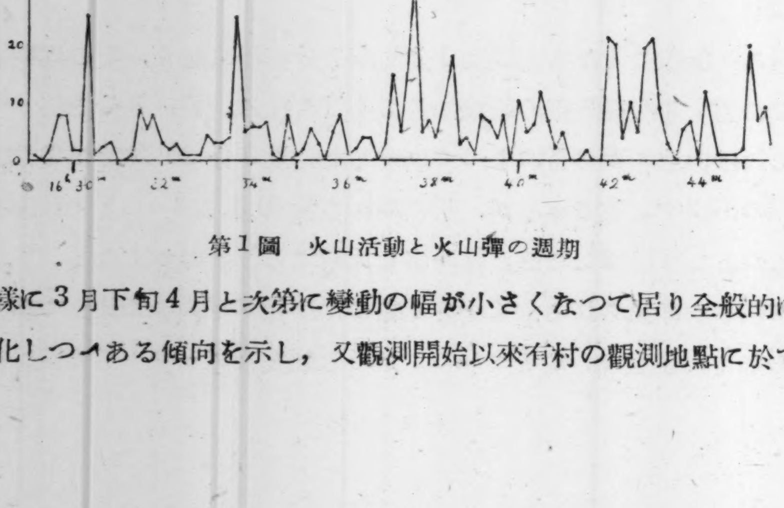
表に於いて明らかに見られる如く小さい數の出現數が平均値に比して非常に多く，これは第2圖の如く出現數 n_i の次に n_{i+1} が出る頻度をプロツトした表に於ても明瞭に

見られる。

確　率		出現回數（計算）	觀　測　値
W (0)	0.006	0.7	19
1	029	3.4	16
2	075	9.0	10
3	129	15.5	14
4	168	20.2	9
5	175	21.2	12
6	152	18.3	8
7	113	13.5	9
8	073	8.8	4
9	042	5.1	3
10	022	2.6	2
11	010	1.3	0
12	005	0.5	2
13	002	0.2	1
14	001	0.1	0
15	000	0.0	2

§3.　鳴動と傾斜變動の關係

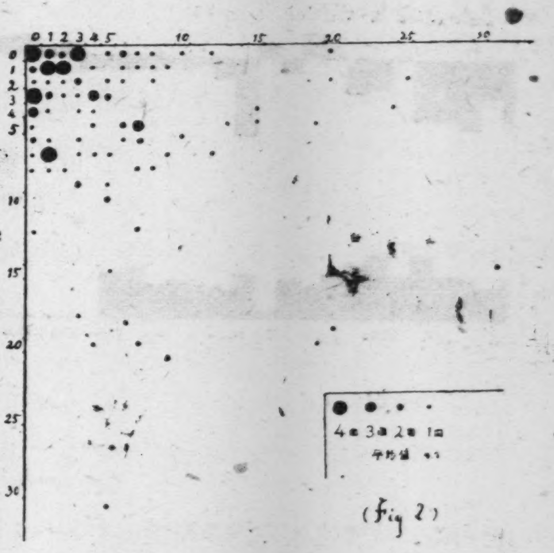
鳴動の消長に伴ふ地盤傾斜の關係は，櫻島東岸有村部落に於けるスピリツトレベルによる觀測の結果火ロ方向の變動は第3圖の如くである。その變動量については第4圖に



第1圖　火山活動と火山彈の週期

現れてゐる様に3月下旬4月と次第に變動の幅が小さくなつて居り全般的に見て火山活動が漸次弱化しつゝある傾向を示し，又觀測開始以來有村の觀測地點に於ては火口の方

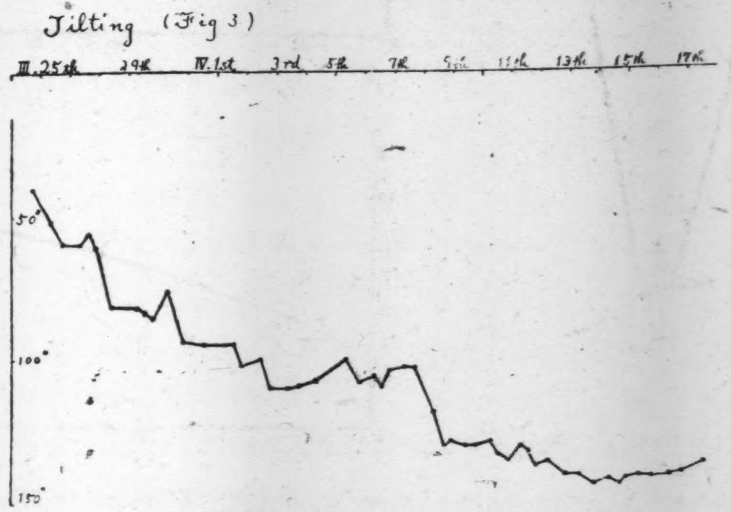
が下降する傾向を示してゐたものが，13日，14日以後には逆に上昇する傾向を示してゐる．この傾斜變動量と鳴動の強度とを比較するに，鳴動の盛んなるときは火口の方に沈下し，活動が弱くなると上昇する傾向を明瞭に示し，その相關係數は 0.62 である．なほ鳴動と傾斜變化の時間差を見るために1日前後させてその相關を取つたが著しい結果は現れなかつた．この傾斜變動には溫度による補正は行つてゐない事を附記して置く．



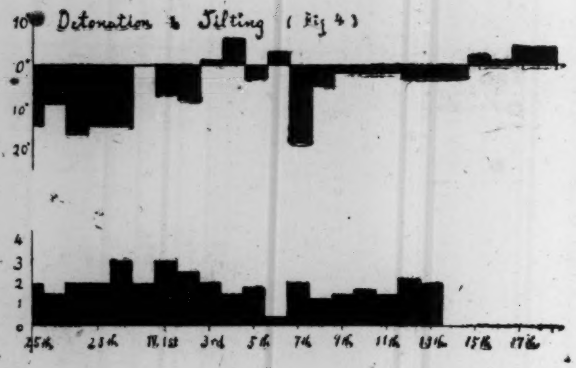
第2圖　火山彈落下數の頻度

§ 4.　噴煙の渦動と噴出壓力

噴煙の上昇する模樣を觀察すれば，噴煙の中央の軸を中心として右廻りに廻轉してゐるものと，煙の內側から外側へ廻轉しつゝ上昇する二種の渦のある事が認められる．その成因を考へるに前者は噴煙に働く地球偏向力の影響にして，後者は管中を流れる流體のレイノルヅ數が大なるときはその境界面に於て剝離を起して渦を生ずると同じ現象と考へられる．かゝる前提の下に第5圖の如くの中央軸を通る斷面を書けば噴煙以外の部分は靜止してゐるものとして圖の如く不連續面を考へることが出來る．この不連續面に圍まれた管內の流體について考へると，今任意の高さ，h_1, h_2 に於ける煙の上昇速度を q_1, q_2 中央軸に直角な斷面の半徑を R_1, R_2 不連續面に起される渦動の半徑を r_1, r_2 と



第3圖　地 盤 傾 斜 變 動



第4圖

する．連續の條件により．

$$q_1R_1^2=q_2R_2^2 \quad \therefore q_1/q_2=R_2^2/R_1^2 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(1)$$

寫眞の實測（第6,7圖）より

$$r_1/r_2=\sqrt{h_1/h_2} \quad \cdots\cdots\cdots(2)$$

$$r_1/r_2=R_1/R_2 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(3)$$

(1)(2)(3)より

$$R_1^2/R_2^2=h_1/h_2 \quad \cdots\cdots\cdots(4)$$

(1)(4)より

$$q_1/q_2=h_1/h_2 \quad \cdots\cdots\cdots\cdots(5)$$

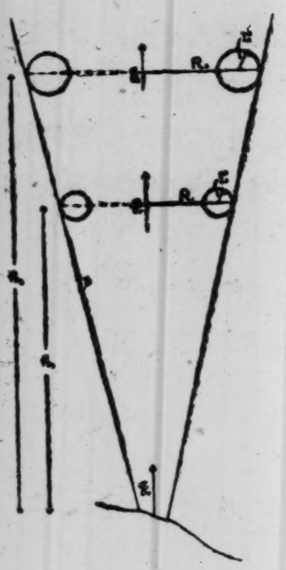
を得る．次に之等の渦の渦動度を考へるに，一般に渦動度 Γ は，r を渦の半徑，ω を角速度として，$2\pi r^2\omega$ で與へられるから，高さ h_1，h_2 に於ては

$$\Gamma_1=2\pi r_1^2\omega_1, \quad \Gamma_2=2\pi r_2^2\omega_2$$

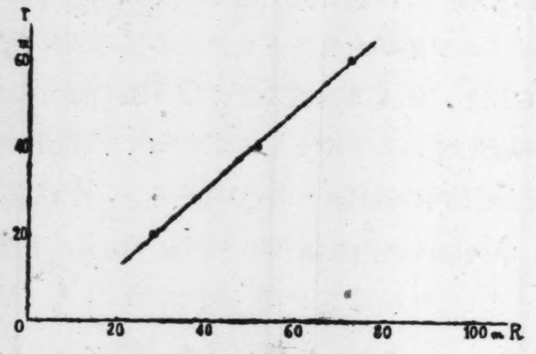
依つて

$$\Gamma_1/\Gamma_2=\omega_1 r_1^2/\omega_2 r_2^2=h_2 r_1/h_1 r_2$$

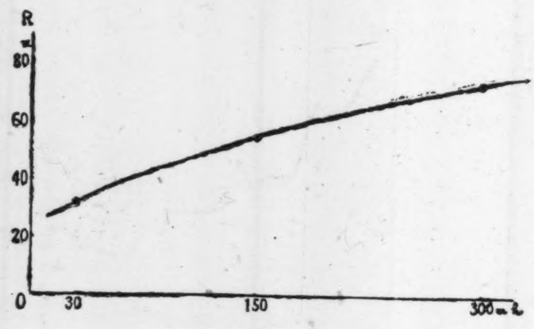
$$\therefore \omega_1/\omega_2=h_2 r_2/h_1 r_1$$



第5圖



第6圖　寫眞測定より得たる
RとYとの關係



第7圖　寫眞測定に依て得たる
hとRとの關係

ω は觀測によれば，高度150米に於て 0.44 秒$^{-1}$ であつた．$q=r\omega$ なることを考慮して（5）式を適用すると煙の噴出速度は每秒5.5米となる．噴煙を形成する氣體分子及び粒子の有する運動エネルギーが上層風に依つて爲される仕事よりも小さくなつたとき，煙は風に流される．かゝる高さに於ける噴煙の壓力を1氣壓とすればベルヌーイの定理に依て煙の壓力は大體2氣壓となる．

次に之等の結果を用ひて爆發直前の內部ガス壓力を推定してみるに，噴煙が鳴動と共に噴出する際にその形狀を廻轉楕圓體と假定して，高さ 30 米，直徑 10 米とすれば體積は約 1500 立方米である．此の煙の塊の部分は，爆發の瞬間からその形を完成するまで同一の速度で噴出するものとして，體積膨脹速度は

$dV/dt=q_0 s$　　但し，s は塊の斷面積である，$t=0$ なるとき $V=0$. よつて

$V=q_0 st$

$q_0=55\text{m/sec}$　　$s=78.5\text{m}^2$

よつて煙の塊を噴出し終るに 0.35 秒を要する．Saint-Vennant-Wentzel の式

$$P_0/P=\left(1-\frac{\kappa-1}{2}\frac{q_0^2-q^2}{c^2}\right)^{\frac{\kappa}{\kappa-1}}$$

但し，P_0；爆發前の內部壓力

P；煙の塊の部分の壓力

κ；c_p/c_v こゝでは CO_2 のものを用ひた

q_0；爆發瞬間の噴出速度

c；煙の塊の內部に於ける音速

を用ひて塊の部分の密度を知れば P_0 を計算し得る．然し今の處この密度を知り得ないのは殘念である．他方火山彈が噴煙と同一の速度で飛び出すものとして1)

$MV=Ft$

M；火山彈の質量

V；噴出速度

F；火山彈の受くる全壓力

t；變化に要する時間

によつて內部壓力を計算すると 18 氣壓となる．この値を用ふれば塊の部分の密度は 0.05 となる．

以上噴煙について流體力學的な考察を試みたのであるが，塊の部分の密度 0.05 は大

1) 松澤武雄　震研彙報　11 (1938), 329, 345；永田武　震研彙報　16 (1938), 714.
福富孝治　地震　1 (1929), 852；水上武　火山 4 (1941), 141.

體妥當なるものと考へられ，噴煙の鳴動と火山彈の兩者からの推論の結果が大體一致するのは興味ある事である．

終にあたつて平尾，鈴木兩君ほか協力下さつた諸君に感謝致します．

---

16. *Detonation and Smoke that Accompanied the Eruption of Sakura-jima.*

By

Takesi NAGATA,

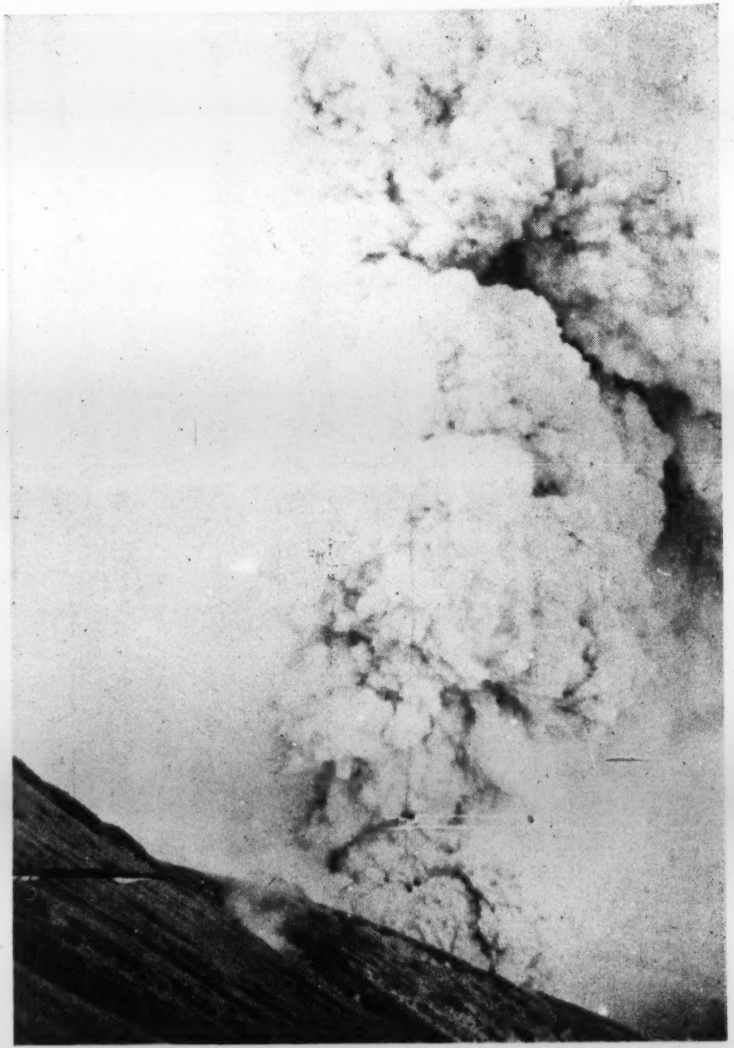
Earthquake Research Institute;

Minoru KAWANO and Tatuzō ŌBAYASHI,

Geophysical Institut .

In March 1946, Sakura-jima erupted with a large detonation, and smoke shooted up in the sky. Detonation in the end of March was the most intense ones, it became feeble gradually. The change in volume ejected smoke was nearly equal to the intensity of detonation. There was a distinct shortperiod of variation, 4~6 minutes in average period. Comparing the result of observation of tilting motion of ground by means of the spirit level with the strength of detonation, we found that there were some correlation between those two quantities.

On the other hand, we observed that the ejected smoke consistes with two kinds of vortex. One of them is the horizontal vortex caused by the Corioll's force of the earth, while the other is the vertical one which is hydrodynamically caused. From the observed values of vorticities of the latter type, we estimate the initial velocity of ejection of smoke from the crater, the result being that it was about 55 m/sec. On the other hand, the initial velocity of ejection of volcanic bombs was also estimated from its flying pathes, the result just agreeing with that estimate from the vorticites. Then, the pressure of gas at the time of ejection was estimated to be about 18 atm., under the assumption "momentum conservation" in the case of ejection of bombs. While from the pressure equation of compressible fluid, we can observe relation between the gas pressure into the above-mentioned equation and its density. Putting P 18 atm., we get that the density of volcanic smoke at the crater is about 0.05.



噴火口より 200 米にて撮影——4 月 10 日

噴火口より 300 米にて撮影——4 月 10 日

17. 櫻島に於ける地球磁氣觀測結果及び新熔岩の磁氣的性質*

地球物理學教室　原　田　美　道
地球物理學教室　畠　　山　　勉
地球物理學教室　大　林　辰　藏

（昭和21年5月21日發表——昭和21年6月30日受理）

緒　論

火山或ひは其の噴火に伴ふ地球磁氣異常現象の觀測は既に三宅島,(1)大島,(2)淺間山,(3)(4) 更に昭和 14 年の櫻島小噴火(5) に就いて永田先生，水上博士等に依り行はれ，其の活動と地球磁氣變化との及び其の局部異常現象に就いて論ぜられ其等の間の興味ある問題を示されたが，今回の櫻島噴火に際しても其の局部異常，及び噴出活動が地球磁場へ及ぼす影響を明らかに爲すべく 3 月 23 日より 4 月 17 日に亘り櫻島周邊に於ける地球磁氣觀測を行つた．前回の小噴火に際しては噴火活動期間中の記錄は無く今回が始めてでもあるので興味ある結果が得らるゝの豫想の許に行つた．

§ 1. 測點及器械の精度

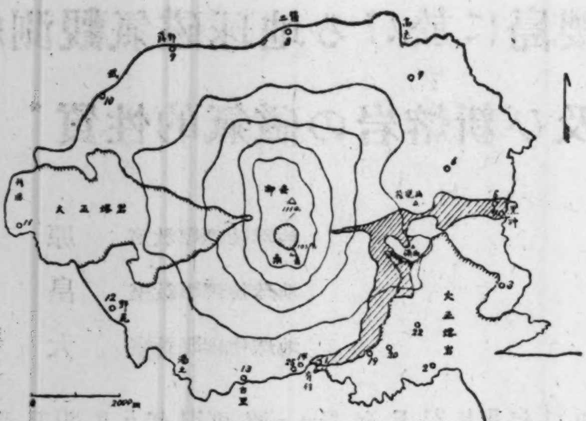
櫻島の帶磁に依る地球磁氣局部異常の觀測は主として其の周邊の偏角異常の觀測に依つたものであるが，其の測點は圖に示される地點で，各地點の地理的方位は太陽觀測に依つて得られたもので，測點は圖に見られる如く約三十度毎に平坦地を選定した．

使用した器械は Kew 型を改良した器械で其の精度は $\pm 5'$ であり，今回の異常量の大きさから見て充分な精度であつたと考へる．

別に，噴火活動と地球磁場變化との關係を明らかにすべく，有村の民家に於て，偏角變化計，水平磁力變化計に依る ΔD, ΔH の連續觀測を行つたが，その際用ひられた器械の感度は ΔD の方では $1.44'/\mathrm{mm}$, ΔH では $2.50\gamma/\mathrm{mm}$ 光挺距離は各々 1 米であつた．

---

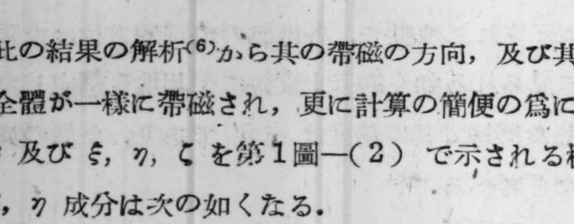
* 永田囑託紹介
1） 永田　武　震研彙報　19 (1941), 336.
2） 永田　武　震研彙報　16 (1938), 288.
3） 永田　武　震研彙報　19 (1941), 336.
4） 水上　武　震研彙報　18 (1940), 237.
5） 津屋弘逵　水上武　震研彙報　18 (1940), 338.



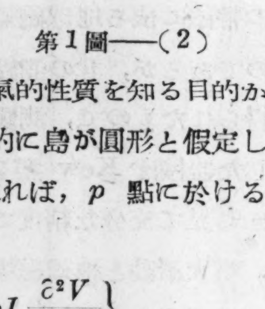
第1圖　櫻島に於ける磁氣測點の分布

§ 2.　櫻島周邊の地球磁氣異常

櫻島の構成物質の帶磁に依る偏角異常の觀測結果は第2圖で示さる．此處では $tg(D_i-\overline{D})$ の値が表はされる．但し，$\overline{D}$ は異常値の平均を示す．



第2圖　偏角異常量の實測値



第1圖——(2)

一方此の結果の解析(6)から其の帶磁の方向，及び其の磁氣的性質を知る目的から，假りに島全體が一樣に帶磁され，更に計算の簡便の爲に近似的に島が圓形と假定し座標軸 $x,\ y,\ z$ 及び $\xi,\ \eta,\ \zeta$ を第1圖—(2) で示される樣に取れば，p 點に於ける全磁場 H の $\xi,\ \eta$ 成分は次の如くなる．

$$H_\xi = H_0\cos\varphi + \frac{I}{k^2\rho}\left\{\cos I_0\cos\varphi\frac{\partial^2 V}{\partial\xi^2} + \sin I_0\frac{\partial^2 V}{\partial\xi\partial\zeta}\right\},$$

$$H_\eta = H_0\sin\varphi,$$

この場合，

$$\frac{\partial^2 V}{\partial\xi\partial\eta} = \frac{\partial^2 V}{\partial\eta\partial\zeta} = 0.$$

と見做す事が出來る．

又 $H_x,\ H_y$ で全磁場の北成分，西成分とせば，

$$H_x=H_\xi\cos\varphi+H_\eta\sin\varphi$$

$$=H_0+\frac{J\cos I_0}{k^2\rho}\left\{\frac{\partial^2V}{\partial\zeta^2}\cos^2\varphi+\frac{\partial^2V}{\partial\xi\partial\zeta}\tan I_0\ \cos\varphi\right\},\ \cdots\cdots\cdots\cdots(1)$$

$$H_y=-H_\xi\sin\varphi+H_\eta\cos\varphi$$

$$=-\frac{J\cos I_0}{k^2\rho}\left\{\frac{\partial^2V}{\partial\xi\partial\zeta}\tan I_0\sin\varphi+\frac{1}{2}\frac{\partial^2V}{\partial\xi^2}\sin2\varphi\right\}.\ \cdots\cdots\cdots\cdots(2)$$

但，I_0, F_0, H_0 は各伏角全磁力，及其の水平磁力とす．又 φ は磁氣南を O とし左廻りに正と採り，$\frac{\partial^2V}{\partial\xi\partial\zeta}\ \frac{\partial^2V}{\partial\xi^2}$ は海面上の平均圓型地形に依る重力二次微係數で計算に依り求まる．

$\varDelta D$ で偏角異常とせば（1），（2），式から

$$tg\varDelta D=\frac{J}{F_0k^2\rho}\left\{\frac{\partial^2V}{\partial\xi\partial\zeta}\tan I_0\ \ \sin\varphi+\frac{1}{2}\frac{\partial^2V}{\partial\xi^2}\sin2\varphi\right\}\cdots\cdots\cdots(3)$$

之に $\frac{\partial^2V}{\partial\xi\partial\zeta}\ \frac{\partial^2V}{\partial\xi^2}$ の値とし各 $-0.118k^2\rho$, $-1.69k^2\rho$，又，水上博士の前回の伏角測定から $I_0=45°22'$，又 $F_0\fallingdotseq0.45\text{Oe}$, $\sigma=2.5$, $J=1.5\times10^{-2}$e.m.u. と置けば，（3）式は

$$tg\varDelta D=-0.004\sin\varphi-0.026\sin2\varphi\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(4)$$

此處に J の値として假りに櫻島構成物質が一樣に帶磁され，其の比强度 J が新熔岩の表面の自然殘留磁氣 J_n とほゞ等しいと假定し，後に實驗結果から求めた J_n の値を使用した．

第2圖に示される實線は卽，第（4）式であり，この圖から明らかになる樣に觀測値と上の理論値がほゞ一致して居る事が分る．

唯島の南東部及南西部に若干の相違があるが觀測値と理論値の差を以つて第二次異常とせば上述の異常は第2圖（2）で示される如くなる．

この二次異常の値は觀測値と同程度の異常量である事から，上述の數値の誤差のみではなく，寧ろ測點近傍の大量に流出した大正熔岩に依るものであらうと考へて，第二次補正量 $\varDelta D'$ は大正熔岩を扁平廻轉楕圓體の帶磁に依ると考へ，且其が殆んど自然殘留磁氣に依つて表はれる磁氣强度を有すると假定せば，[7]

$$-tg\varDelta D'=\frac{3V_0k}{1-kL}tgI_0\frac{\sqrt{a^2+ab}}{2ab(a+b)^2}\sin\varphi'+\frac{V_0k}{1-kM}\frac{\sqrt{a^2+ab}}{ab(a+b)^2}\sin2\varphi'$$

$$\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots\cdots(5)$$

6）永田　武　震研彙報　16 (1938), 288.

7）J. Königsberger, *Gerl. Beitr.* 31 (1928), 288.

但，$V_0=\frac{4}{3}\pi ab^2$，a，b は楕圓體の短，長軸，k は帶磁率，又

$$L=-4\pi\frac{1+u^2}{u^3}(u-\mathrm{arctg}\,u),$$

$$M=-2\pi\frac{1+u^2}{u^3}\mathrm{arctg}\left(u-\frac{u}{1+u^2}\right)$$

$$u=\frac{e}{a},\quad b^2-a^2=e^2$$

とせば，之に $k=\frac{J_n}{H_0}=0.033$，$a=0.05\mathrm{km}$，$b=1.5\mathrm{km}$

と假定し，

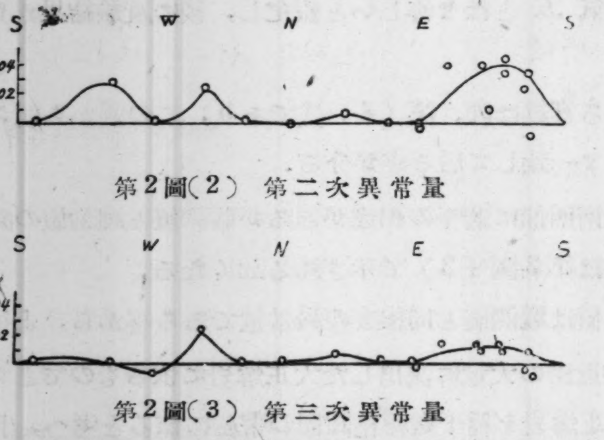
$$L=-11.8,\quad M=-3.19,\quad V_0=0.470\mathrm{km}^3$$

を代入せば，(5) 式は

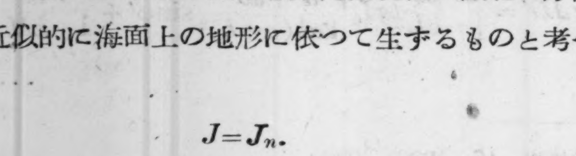
$$-tg\varDelta D'=0.026\sin\varphi'+0.022\sin 2\varphi' \cdots\cdots(6)$$

を得る．

此處でこの楕圓體の中心を大正熔岩の中心と考へられる點に置き，異常を示す測點の方位角，φ' を定め（6）式に代入し，求めた $\varDelta D'$ の値を第2圖（2）の第二次異常から差引いた量を示せば，第2圖（3）で表はされる．之に依れば先づ第二の二次的異常量は上述の補正に依つて表す事が出來る事が分る．



第2圖(2)　第二次異常量



第2圖(3)　第三次異常量

以上を括めれば吾々は觀測値と理論値の大略の一値，竝びに大正熔岩の補正の事實から第一に櫻島も帶磁が一樣であるとせばその方向は現在の磁北の方向である事が分り，第二に，磁氣異常が近似的に海面上の地形に依つて生ずるものと考へれば，上述の（3）式に於て，

$$J=J_n.$$

なる假定が相當信頼し得る事にならう．

他方，水上博士の論文に依れば，櫻島の伏角異常を廻轉楕圓體の誘導磁氣に依る異常と假定され，帶磁率，$\chi \sim 0.0077$，を求められ，又海底下 100m 乃至 150m 迄異常物質の存在を考へられ $\chi \sim 0.004$，を出され，後の値が淺間山の表面熔岩の平均帶磁率に近いと說明されたが，吾々の場合には寧ろ $J \sim J_n$，の假定を爲し實測値との相當の一致を示しにものであので之から求めた $\frac{J}{\rho H_0} \sim 1.3\times10^{-2}$ は水上博士の出された値と大きな相違を見せる．

此點を明らかにする積りで新噴出岩の磁氣的性質を調べて以て判斷し樣と試みた．

§ 3. 新噴出熔岩の磁氣的性質

研究の試料と爲つた岩石は有村，黑神分流の先端から採集したもの，及び，火口近傍に打出された火山彈の二三であり，試料番號は I-1 表の如し．

試料中 No. 1 は多孔性のもので比重は小さく他は見掛の上は殆ど同質の黑色，緻密質のもので何れも今回火口から流出されたものである．

比帶磁率 χ に就いては Ballistic method[8] に依る H は 0～20Oe 迄の磁化曲線から決定し，自然殘留磁氣比强度 J_n は無定位磁力計[9] によつて求めた．

測定結果は表 I-2 に示される．

第 1-1 表

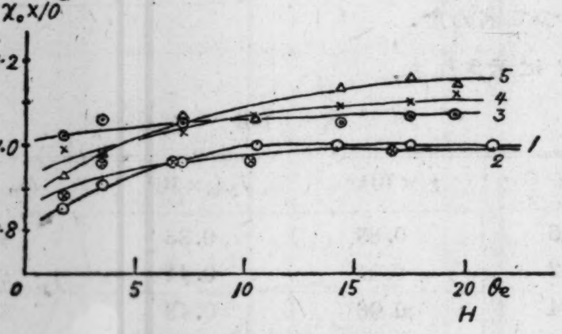
番號	採取場所
1	火口（火山彈）
2	黑神熔岩流
3	火口（火山彈）
4	有村熔岩流
5	有村熔岩流

第 I-2 表

No.	H. Oe	$\chi_0\times10^{+3}$	$J_{0\cdot45}\times10^3$	Q_n	$J_n\times10^3$
No. 1.	1.75	0.85	0.38	4.0	1.54
	3.52	0.91	0.41	3.8	
	7.04	0.96	0.43	3.6	
	10.55	1.00	0.45	3.4	
	14.07	0.99	0.45	3.4	
	17.59	0.98	0.45	3.4	
	21.11	0.99	0.45	3.4	
No. 2.	1.80	0.88	0.39	11.6	4.52
	3.20	0.96	0.43	10.5	
	6.90	0.96	0.43	10.5	
	10.20	0.97	0.44	10.3	
	16.70	0.99	0.45	10.1	

	1.76	1.02	0.46	5.3	
	3.52	1.06	0.48	5.1	
	7.04	1.05	0.47	5.1	
No. 3.	10.55	1.06	0.48	5.1	2.42
	14.07	1.05	0.47	5.2	
	17.59	1.07	0.48	5.0	
	19.35	1.07	0.48	5.0	
	1.76	0.98	0.44	16.5	
	3.52	0.97	0.14	16.6	
	7.04	1.03	0.46	15.7	
No. 4.	10.55	1.07	0.48	15.1	7.27
	14.07	1.09	0.49	14.7	
	17.59	1.10	0.50	14.6	
	19.35	1.12	0.50	14.5	
	1.76	0.93	0.42	14.4	
	3.52	0.97	0.44	13.7	
	7.04	1.07	0.48	12.6	
No. 5.	10.55	1.06	0.48	12.6	6.05
	14.07	1.14	0.51	11.9	
	17.59	1.11	0.52	11.6	
	20.42	1.14	0.51	11.9	

初帯磁率 χ_0 は平均，0.94×10^{-3} で黒神，有村，火山彈共同じ値を示し，H との圖は第3圖に示される．



第3圖 櫻島新噴出岩の帯磁率

一方 J_n に就いても黒神，有村分流の各熔岩では平均 6.0×10^{-3}emu/gr で測定試料か少いが大略同じ値を示す．唯，火山彈では約$\frac{1}{3}$の程度である．

上述の測定結果を淺間山，三原山に就いての永田先生の結果と比べると Table I-3 で示される如くなる．

8) 永田 武 震研彙報 18 (1940), 102.
9) 永田 武 震研彙報 21 (1943), 521.

第　I-3　表

Place	χ_0	J_n	J	$\frac{J}{\rho H_0}$	$\frac{J}{\rho}$
櫻　島	0.98 10^{-3}	6.0 10^{-8}	15～7 10^{-3}	1.3～0.7 10^{-2}	6.0～3.0 10^{-3}
淺間山	0.5～1.1	1.3～2.5 10^{-3}	2.5	2.2 10^{-3}	1.0
三原山	0.4～1.4	1.6～3.6 10^{-2}	5.8	5.8	2.3

第 5. 第6欄で $\frac{1}{\rho}$ を掛けたのは specific value にする爲である.

櫻島では，$\chi_0 \sim 0.98\times10^{-3}$，$J\sim J_n$ 又として $\frac{J}{\rho H_0}\sim 1.3\times10^{-2}$

故に，
$$\chi_0 \ll \frac{J}{\rho H_0},$$

淺間では，χ_0，$0.\sim1.1\times10^{-3}$，偏角異常の觀測から求めた $J\sim0.0025$，から $\frac{J}{\rho H_0}\sim2.2\times10^{-3}$，

故に，
$$\chi_0 < \frac{J}{\rho H_0},$$

又三原では χ_0，$0.4\sim1.4\times10^{-3}$，$J\sim0.0058$ を得，$\frac{J}{\rho H_0}\sim5{,}2\times10^{-3}$，

同様に，
$$\chi_0 < \frac{J}{\rho H_0},$$

各ゝ最後の不等式から分る事は三者火山共，其の帶磁には J_n を考慮すべきで，誘導磁氣 $\rho\chi_0 H_0$ のみでは解釋がつかない事が分り此の事實は旣に永田先生の前論文で指摘された通りであつた.

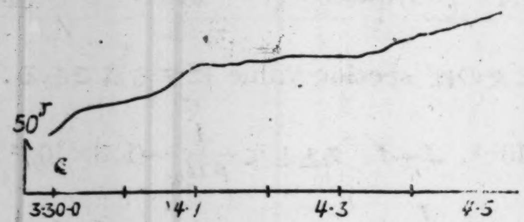
一方，水上博士の言はれる如く櫻島の平均帶磁率，$\chi\sim0.004$ であり，淺間で $\frac{J}{\rho H_0}\sim2.2\times10^{-3}$，三原で 5.2×10^{-3} の事實に比し，今回吾々の解析の結果の 1.3×10^{-2}，海底の地形を考慮に入れても，7.0×10^{-3} の値は上の何れに比しても過大である.

此の事は前節に旣に述べたが，J_n に就いて櫻島の 6.0×10^{-3} 淺間の 2.5×10^{-3}，三原の $1.6\sim3.6\times10^{-2}$ 丁度櫻島の値は中間の値を取り，それ故に岩石學的に見て淺間山と櫻島のものの類似せる點から，磁氣的にも兩者共，其の平均帶磁率が同じ程度の者であると假定すれば，櫻島の $\frac{J}{\rho H_0}\sim7.0\times10^{-3}$ が淺間の $\frac{J}{\rho H_0}\sim2.2\times10^{-3}$ より過大である理由として水上博士の言はれる樣に海面下迄櫻島の磁氣異常物質の存在を考へると

極めて都合の良い結果を與へる.

§ 4. $\varDelta H$, $\varDelta D$, の觀測結果

櫻島噴火活動及び噴火中の諸現象と地球磁氣變化との關聯を見出すべく約二十日間に亘つて $\varDelta H$, $\varDelta D$ の觀測を行つたが，何れも期待される著しい變化は無く，僅かにに $\varDelta H$ 3月下旬より4月上旬に亘つて凡そ 100γ の增加を示すが，之に對しては $\varDelta D$ の變化は全く無く，又，地電流其他とも關係なく理由は判らない.



第4圖 水平磁力（日變化を消去したもの）の變化の實測例

何れにしても，今回の連續觀測からは，他の三原，三宅島に於ける如き噴火活動に伴ふ著しい地球磁氣の變化は見られず，此の事實は，前節の熔岩の磁氣的性質からも併せ知る如く櫻島の構成物質の比較的に磁氣的に弱い事が推論される.

長谷川教授[10]に依れば，阿蘇山に於いても火山活動と關聯すると思はれる地球磁氣異常變化は認められないとの事であるが．阿蘇山．櫻島の地質學的類似性を考慮すると，活動に際して磁氣異常變化を伴ふ火山は，其の岩石に特異の性質（例へば玄武岩質と云ふ如き）を必要條件とするのではないかと考へられる.

§ 5. 結　　論

櫻島の偏角異常並に熔岩の磁氣的性質の研究の結果から，第一に其の帶磁の方向が現在の磁北に向く事，第二に其の偏角局部異常を其の地形に原因するとせば $J \sim J_n$ と近似され從つて地球磁場に依る誘導磁氣のみに依ると考へる事は不可能であり，自然殘留磁氣に依る影響の方が多大であると考へられる.

然し何れにせよ求められた帶磁率は淺間，其の他に比し過大な結果を與へる事から前述の如く，水上博士の前回の小噴火の際の伏角異常から推論された結果と一致させた方が都合が良い事になる.

第三に火山活動と地球磁場變化との間には三宅，大島に於ける樣な著しい關係は見出されず，此の事實は今回の噴火には明瞭な磁場變化を伴はなかつたのか，或ひは前節で

10) 私的通信による.

述べた様にその岩石の磁氣的性質の弱いと云ふ如き特異から考慮して，觀測精度に比し微弱であつたかとも考へる．

この點他の地質的條件を異にする種々の火山に就いて吟味する必要が多大にあると考へる．尙偏角測定は將來の再測を豫期して居る事は勿論である．

終りに永田先生の御懇切なる御指導並びに觀測整理に協力して戴いた西田春海，佐久間修三の諸君に厚く感謝の意を呈する．

---

17. The Result of Geomagnetic Study on the Latest Eruption of Sakurazima and Magnetic Properties of the New Ejecta.

By

Y. Harada, T. Hatakeyama and T. Ôbayasi,

Geophysical Institute.

On March 9, 1946. Volcanic island Sakurazima began its activity. The writers measured the anomalous magnetic field and its changes on the volcanic island, Sakurazima, during the period of March 23 to April 17. The chief results are as follows.

(1) The local anomaly of geomagnetic declination, D, due to the magnetization of the Sakurazima is shown in Fig. 2. Assuming that the specific intensity of magnetization J is equal to that of the natural residual magnetization J_n, we get the equation of the anomaly of the declination as,

$$tg\ \Delta D = -0.004 \sin\varphi - 0.026 \sin 2\varphi.$$

In this equation, if we make some corrections of the observed values we can find that the observed values of D are well expressed in this equation.

From this fact, it may be said that the direction of the magnetization agrees with that of the present meridian, and that a part of this magnetization of Sakurazima, for the most part, is due to the presence of the natural remanent magnetization in rock.

(2) The result of the measuring of the magnetic properties of the newly ejected lava are shown in Table I-2, I-3.

The average value of specific susceptibility is about 0.98×10^{-3}, while that of natural residual magnetization is $J_n \sim 6.0\times10^{-3}$ e. m. u., these values being fairly smaller than those of basaltic rocks.

(3) Although it has been reported that there was some remarkable magnetic changes accompanying eruption of volcanoes, Asama and Mihara, we could find

no changes in both of ΔD and ΔH in the case of presenteruption of Sakurazima.

This fact may suggest us that there is some necessary conditions for anomalous changes in geomagnetic field accompanying volcanic eruption, such, for example, as the "magnetizibility" which is usually predominant in the basaltic rocks.

18. 櫻島に於ける地電流の觀測

地震研究所　力　武　常　次
地球物理學教室　村　岡　一　男

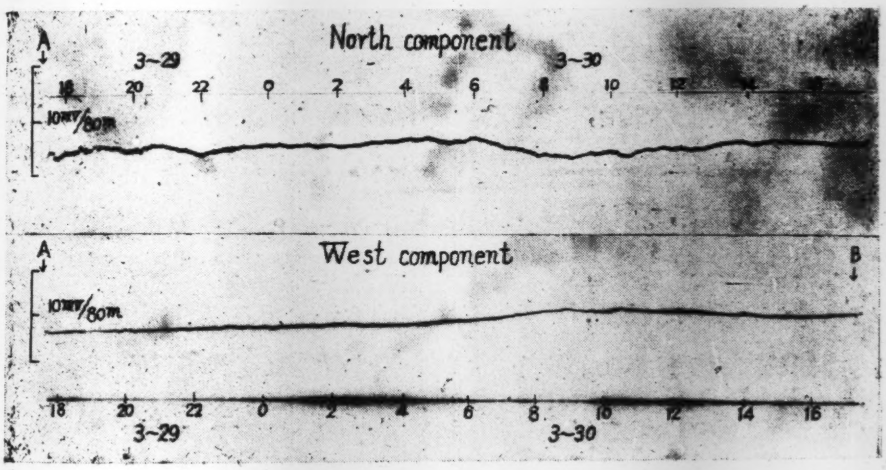
（昭和21年5月21日發表——昭和21年6月30日受理）

昭和21年3月の櫻島噴火後同島南岸古里部落に於て，地電位差二成分の觀測を行つた。電極は古里部落の畠の中に設けられた。測線は南北，東西兩成分とも長さ 80m である。此處は火山特有の土質，即ち有史以前の熔岩流上に土を盛つて畠とした場所であるので，電極は高々 80～100cm 程度の深さに埋め得たのみである。電極としては長さ 1.5m，直徑 1cm の鉛管を渦巻状に巻いたものを用ひ，電極以外は大地との絶縁を充分よくした。接地抵抗は兩成分とも約 400 ohm で觀測期間を通じて殆ど變化を認めなかつた。直列抵抗には，はじめ 15kΩ，後に 5kΩ を用いた。檢流計は電流感度約 2×10^{-8} amp/mm，週期6.5秒の横河製 G 2 N 級檢流計である。

これらの測定裝置は，從來地震研究所に於て非常觀測用として用いられて來たものであつて，例えば三宅島噴火[1]或は鳥取地震[2]の際使用されている。裝置の整備に關しては萩原尊禮教授に負うところ大である。

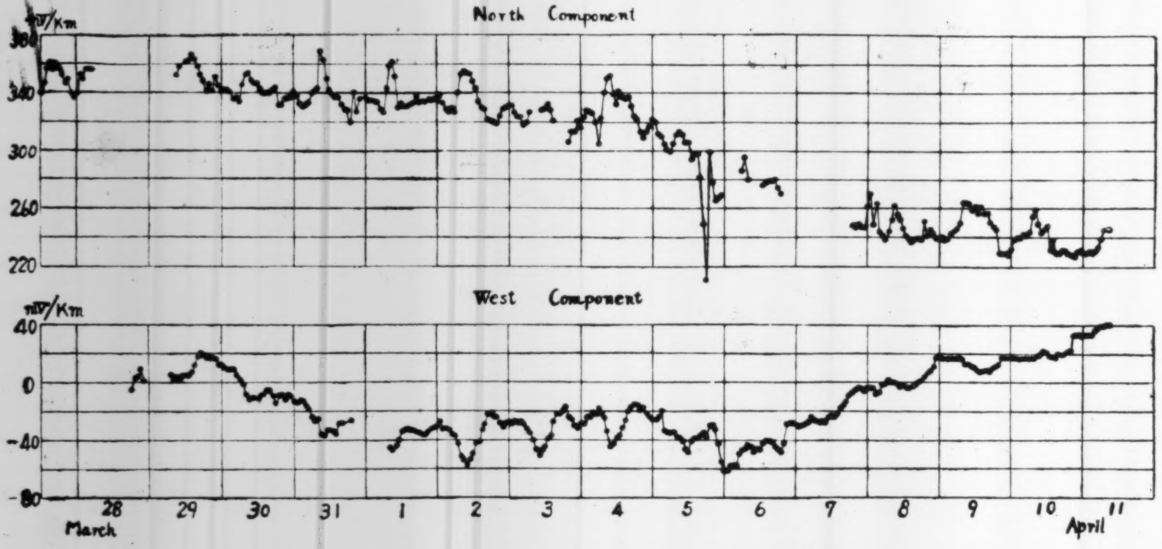
觀測は3月27日から4月11日迄行われた。地電位差の絶對値は東西成分に於て殆ど零南北成分に於て平均 30 mV 山側が低くなつている。記錄の一例を第1圖に示す。

また緩漫な變化を見る爲に，一時間毎の讀取値をとつてみると第2圖の如くなる。



第1圖　記錄の一例

1）萩原尊禮　地震研究所彙報　19，(1940)，367.
2）永田武　地震研究所彙報　22，(1944)，72.



第 2 圖

第2圖に見る如く，觀測期間を通じて，地電流は東西成分に於てははじめ西に，中頃は東に流れ更に末期には再び西向きに戻つているに對し，南北成分に於ては山向きの電流が徐々に減少してゐる。一方火山活動の方は，さしたる變化も無く繼續しており，地電流の緩漫なる變化と如何に關連しているか不明である。

比較的短週期の變化は，古里の東方約2粁を距てた有村部落に於て地球物理學教室の人々に依り行われた地磁氣偏角並びに水平分力の變動記錄と比較するに，兩者は良く平行していて，此の種の變化は，從來屢々調べられているように，地磁氣變化に起因する誘導電流と考えられ，此の兩者の關係に就て從來研究された位相差や振幅に關する規則性は今回もよく成立つ。また降雨や雷の際も地電位差に比較的短い周期の變動があらわれてゐる。

なお今回の觀測で顯著な事は，日變化の振幅が極めて大きいことであつて40mV/kmにも達する時があつた。これは土地の電氣抵抗がこのやうな熔岩の地質に於ては相當大であることを考慮すれば，當然期待されるところである。

地電位差の變化が果して極めて狹い範圍に生じるものか或はかなり廣範圍にわたつて起るものであるかを調べる爲に，4月5日に有村熔岩附近の麥畑中に於て南北一成分に依る古里との同時觀測を試みた。餘分の電極を持參することが不可能であつた爲に，電極として木炭を用いマイクロアムメーターで三十分毎に測定を行つた。測線の長さは20mである。精度不充分の爲に地電位差の値を忠實に測定したとは云えないが，これに比例する量であると考えてよいであろう。古里に於ける常時觀測の結果と比較してみると第3圖に示すように變化の形は兩者よく相對應している。この結果から判斷すると

特に異常でないと考へられる變化は，2 粁程度の範圍では大略同じような變化を爲すものと考えられる。

第 3 圖

測定期間を通じて得られた唯一の異常變化と考えられるものは4月5日の 15～19 時にわたつて起つたもので，東西成分に於ては殆ど變動なく南北成分に於ては 3 時間位の間に海側の電位が 90mV/km も高くなり急激に舊に復している。地磁氣の記錄には何等の變化も記錄されておらず，測定地附近に局部的に生じたものと考えさるを得ない。この變化出現後 1～2 時間にして猛烈な雷雨となつたが，變化出現時刻にはさして著しい雷雲もなく，空中電氣の急激なる變化に起因する地電位差の變化とは考え難い。また火山活動もこの前後に於て顯著な變化を認めないので，現在のところこの變化の原因或は關連した現象は全く不明である。

今回の觀測は一地點に於ける短期間の觀測であつたため，地電流變化と火山活動との關係を吟味するにはあまりに資材少く立入つた議論は出來ない。從來行われた諸先輩の研究の結果も，火山活動に伴う地電流變化に關しては，必ずしも定說なく今回の觀測も否定的な結果に終つたが，單に一地點に於ける觀測のみでなく，少くとも數地點に於ける同時觀測を實施することが必要であろう，本問題について今後充分な研究の行われることを切に希望する次第である。

---

18. Measurement of Earth Eurrent in Sakurajima after the Eruption.

By

Tsuneji RIKITAKE,
Earthquake Research Institute;

Kazuo MURAOKA,
Geophysical Institute.

Variations in the north and east components of earth current were measured at Furusato, near the south coast of Sakurajima from March 27 to April 11, 1946. The measuring system was the same with that used at the time of the Tottori Earthquake of 1943.

During the observation, the earth potential changed gradually in both components. The changes amounted to about a hundred mV/km. Diurnal variation and short-period variations were observed, and these will be due to the electromagnetic induction caused by the variation in the earth's magnetic field.

From 16h to 18h, April 5, the earth current varied anomalously, e pecially in the north component, while there were no remarkable cha-ges in volcanic activity before and after this variation.

In conclusion, we could not find any relation hetween the variaticn of earth current and that of volcanic activitv. In order to make this point clear, it is desirable to observe earth current simultaneously at several stations located all over the volcano.

19. 櫻島火山の噴煙雲による尖端放電電流

地震研究所　永田　武
地球物理學教室　平尾邦雄
地球物理學教室　福島　圓
地球物理學教室　高橋　忠

（昭和21年5月21日發表——昭和21年6月30日受理）

§緒　言

從來火山の爆發にあたつて種々の地球物理學的研究が爲され，火山の內部狀態や火口附近の狀態等に就き各方面より研究が爲されてゐる。一方空中電氣の立場からも中央氣象臺の畠山博士等[1]によつて淺間山の噴煙雲についてしらべられてゐる。今回櫻島の噴火に當つて吾々は空中電氣的探索によつて噴煙雲の電氣的性質のみならず火口の活動狀態迄も或程度知り得るのではないかと云ふ豫想の下に調査した。

§觀測方法並に觀測裝置

觀測に當つて吾々は野外に於ける觀測及び輸送等の考慮の下に尖端放電電流の觀測を行ふ事とした。觀測裝置としては約1粍の白金線を銅線の先に熔接し約10粍のパラフィンをつめた硝子管を通し白金部分を突出せしめ，これを約12米の竹桿の尖端にとりつけ四種線を用ひ碍子を以て絕緣しつつ檢流計の一端に接續する。檢流計の他の一端は接地しこの檢流計の振れを記錄するのである。吾々は二臺の裝置を携行したが一臺は檢流計の適當なものを得ることができず，そのためにそれによつては異常變化の開始時間を知りうるのみであつた。良好な一裝置については絕緣抵抗100 MΩ 以上，檢流計については內部抵抗 30 Ω, 外部臨界制動 1400 Ω, 週期5秒, 電流感度 2×10^{-9} Amp であり記錄には一日捲リシャール時計を用ひ光學挺子 51 粍であつた。檢流計は實際には 2×10^{-8} Amp にして使用した。接地板は約 3000 平方粍の銅板を用ひ地表下約 80 粍のところに埋設した。

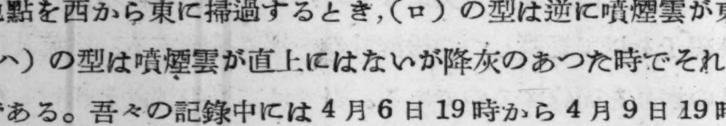
1）畠山久尙・久保時夫　氣象集誌　21（昭和18年），No. 2, 49.
〃　,No. 9, 24.
〃　,〃　30.

§観測場所

觀測場所の設定は往々にして觀測の成否を決定する。先づ櫻島の風向の統計をしらべたところ，鹿兒島のものしか得られなかつたが，それによれば3月はN33°W，4月は28°Wであつたので吾々は場所としてはその方面に近い二つの部落有村及古里を選定した。各部落における觀測場所も出來るだけ氣溫地溫地面のしめり工合等の變らぬ所を選ぶ様に努力した。有村に於ける場所は特に良好で，この爲にその様な影響は殆んどないものと思はれる。ここには良好な装置を置いた。實際觀測をしたところ晴天の日は噴煙は高免，黒神方面か有村，古里方面に流れ，曇天の際は武，鹿兒島方面に流れたので觀測された記錄は純粋に噴煙雲のみによるものであつた。附圖（プレート）にそのうちの代表的なもの二三を示す。

§観測結果(其一)

今回の櫻島噴火は3月9日に始まつたものの如くである。吾々の觀測は3月25日より4月17日にわたつて行はれたが，その間絶えず噴煙をはきつづけてゐた。且噴煙は絶えず火口より帶狀に流れ，それが風向の變化に伴ひ全方向を掃過する如き狀態にあつた。以上の如き狀況の下で觀測し得た異常變化についてしらべると次の事柄が著しい事實として見られる。第一に大きな異常變化は第1圖に示される如く三つの型に分類することができる。卽ち或時刻に急に大きな上昇電流が始まりそれが時間の經過と共に徐々に正常値に戻る(イ)の型と，それと逆に徐々に大きな上昇電流を示し或時間後に急に正常値に戻る（ロ）の型と最後に短い時間かなり大きな上昇電流を示す（ハ）の型との三つである。さうしてこの三つは次の三つの外界條件に對應するのである。卽ち（イ）の型は噴煙雲が觀測地點を西から東に掃過するとき,（ロ）の型は逆に噴煙雲が東から西に掃過するときで,（ハ）の型は噴煙雲が直上にはないが降灰のあつた時でそれぞれ100%の對應を示すのである。吾々の記錄中には4月6日19時から4月9日19時迄の間に多くの變化が起つてゐるからこの間に於ける異常變化の回數を見ると第1表の如くになる。

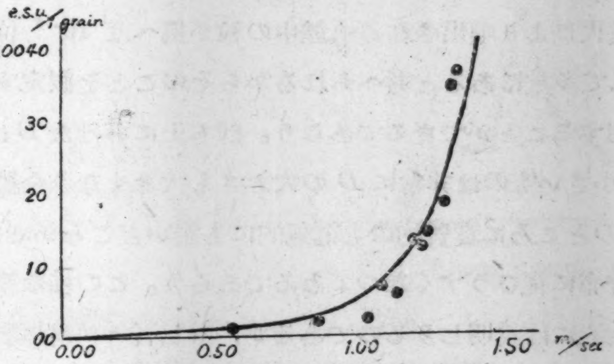


第1圖 異常變化の型

第 1 表

異常變化ノ回數	(イ)ノ型	(ロ)ノ型	(ハ)ノ型	備考
15	6	5	4	(イ)(ロ)の型は交互に起る

さてこれらの異常變化は如何にして生起されるのであらうか。（イ）及（ロ）の型は噴煙雲が直上にきたとき生起されるのであるから，この二つの變化は噴煙雲の主體の電氣的構造によるものと考へられる。噴煙雲が頭上にきたときに負の電場變化を示すことは前掲の論文に於て畠山博士により報告されてゐる。このことの詳細については論文中に述べられてあるが，ともかく一部の噴煙雲の粒子は負の電荷を帶びてゐることが考へられる。D. Rudge [2] の水晶の粒による實驗及び吉田氏[3]による氷粒の實驗等についても小粒に負の電荷が帶びることが報告されてゐる。更に一つの實驗的研究として，吾々は今回の噴火に際して火口附近において採集された火山彈を碎き，その細粒を同じ岩に衝突させて後その粒の電荷をはかることにより明らかに負の電荷が帶びることが明らかにされた。且その電荷は衝突速度が大になるに從ひ大きくなることも明らかにされた。（第2圖）しかしここに行はれたのは衝突速度0.5乃至1.5米毎秒の間における値



第 2 圖　衝突速度と電荷との關係

であるから，これによつて實際の如く 55 米毎秒で噴出される狀況を推定することは困難でもあり，又噴出後そのまま電荷が保存されるか否かもたしかめ得ないから實際の噴煙雲中の粒子のもつ電荷を知ることはできない。ここに於ては吾々は畠山博士の淺間の噴煙雲について觀測された平均1粒當り 0.015 靜電單位といふ値を借用させて戴くが，このことは或は若干の過誤を導くことになるかもしれない。

有村及古里は火口より南方にある。從つて觀測地點上空に噴煙雲が流れそれが帶電してゐるのであるから，地球磁場の垂直成分のため粒子が風向より直角の方向に變位を起すことが考へられる。その變位の大いさ D は近似的に次の式であらはされる。

2) D. Rudge, *Proc. Roy. Soc. London*, (A) 90, 257 (1914)
3) 吉田順吾　低溫科學　岩波書店

$$D=3\sigma ZL^2/8\pi r^3\rho v$$

但し　r：粒子の半徑　ρ：粒子の比重

σ：粒子の電荷　v：風速

Z：地球磁場の垂直成分

L：飛行距離

今　$\rho=1.5$　$\sigma=-0.015$esu

$Z=0.35$Oe　$L=3$ 粁として r 及 v の値をかへてみると D は下の表の如くなる。

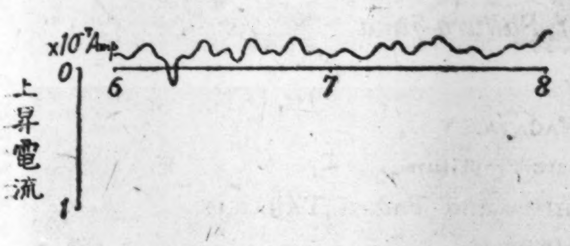
v m/sec ＼ $r$cm	5	10	20
0.0005	216m	108	54
0.001	27	13.5	6.8
0.01	0.2	0.1	

一方肉眼により觀測されたところ及寫眞より見られる所によれば，火口より噴煙雲が南方に流れるときは東緣が濃いことが見られる。且前にものべた如く，噴煙雲の帶が觀測所上空を東から西にうつるときは必ず（ロ）の型，西から東に移るときは必ず（イ）の型を示す。さて噴火口より噴出される噴煙中の粒が例へば 10^{-3} 位の平均直徑を有するものが他に比較して多量にあると考へられるからそのことを假定すると，上述の觀測事實を次の樣に說明することができるであらう。卽ち上にあげた D は $1/r^3$ に比例するから $r=10^{-3}$ より小さいものは非常に D の大きさも大きくなり全體として稀薄になつて終ひ，$r=10^{-3}$ のところに實質的にも電氣的にも濃いところができ $r=10^{-3}$ より大きいものは粒子の分布に從ひうすくなつてゐるであらう。この樣な模型を考へることによつてともかく定性的には說明しうるのであるが，もし吾々が噴煙雲中の粒子の分布狀態及電荷對粒子の關係を知りうるならば，以上の事實を定量的にも說明しうるであらう。それでは斯の如くにして上空に流れる電流は幾何程であらうか。又それによつて地球磁場にどの位の擾亂を與へ得るであらうか。尖端放電流と電位傾度との大いさの關係については Schonland や Wormell によつてしらべられてゐるがいづれも可成その實驗及その場所特有の事の如くに見える。櫻島において吾々はこれをしらべ得なかつたので大體の樣子を見るために Schonland により得られた關係を使用することにする。異常變化に際し吾々は $2\sim4\times10^{-7}$ Amp の上昇電流を得たが，これは彼によれば 5000～7000v/m の電位傾度に相當する。今電位傾度を 6000v/m，電流の高さを 1.5 粁とし幅 200 米，風速 20m/sec とすれば地上に於て觀測される磁場の變化は X 成分について約 4γ あり偏角にして約 0.4′ となる。今回觀測に當つて偏角變化計の觀測も殆んど同所にて行はれたがこの影響は明瞭には認められなかつた。

次に(ハ)の型の異常變化は前述の如く噴煙雲が頭上近くにあつて數分乃至十數分の短時間降灰を観測した時刻に生じてゐる。故にこれは降灰中空間電荷密度の異常に增大する事に起因するものと思はれる。そこで降灰中400平方糎の紙片で3分間露出して採集した灰により,1粒の電荷を−0,015静電單位にして空間電荷密度を見積ると約−0.00011静電電位となる。ここに得た値のみにて考へられる地表附近の電位傾度は 1×10^{-7}Amp の上昇電流に對應する −4000 v/m に等しい。尙（イ）及（ロ）の型に重疊する短時間の變化の一部も以上述べた（ハ）の型のものと見做しうるであらう。

§觀 測 結 果（其二）

次に著しい事は，噴煙雲が頭上近くにあるときに記錄紙上に見られる短週期の變化である（第3圖）この變化の同じ位相を示す時間間隔とその發現回數とを兩軸にとつて圖を書くと第4圖の如くなつて6分のところにかなり大きは極大値を有する。



第 3 圖　短週期の小變化

第 4 圖　短週期小變化における週期發現回數

一方火山彈の拋出數の觀測或は爆鳴の記錄等においても六分の週期が見られるやうであつて，このことから火口の活動狀態に何か6分位の週期があり，そのとき噴出した噴煙雲が上記の短週期變化を示す原因となるのではないかと思はれる。それではこの噴煙雲塊がどの位の電荷をもつかを考へて見る。前節に述べた（イ）及（ロ）の型に重なる短週期の變化にもこの6分の週期があるのが見られるから,（ハ）の型のもの以外にここに述べる如き雲塊による變化をも含むものと思はれる。今この頭上を通る雲塊によつてその電荷量を見積ることにする。一般に A 點より L だけはなれた所の上空 H の高さに Q なる電荷があるとき A 點における電位傾度は

$$\frac{\partial V}{\partial Z}=\frac{2QH}{(H^2+L^3)^{\frac{3}{2}}}$$

となる

$H=1.5$ 粁　$L=0$

$\partial V/\partial Z\approx 2000$v/m　とすると

$Q=0.25$ クーロンとなる

故にこの短週期變化は約6分毎に襲來する 0.3~0.5 クーロンの電氣量をもつ雲塊によつて生じるものであると考へられる。

§ 結　　論

以上によつて噴煙雲の電氣的構造及噴煙狀態のごく一部分を知り得たのであるが，此等はいづれも將來に於て直接的測定を行つて確かめられねばならない。尚正の電荷については前述の吾々の實驗に於てある種の岩石細粒においては出ることも認められてゐる。今回の櫻島火山に於ては殆んど火口壁及大粒のものに正の電荷が生じて火口附近において消失し，觀測地點迄到達したのはごく稀であつたらうと推定される。

---

19. *The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima.*

By

Takesi NAGATA,

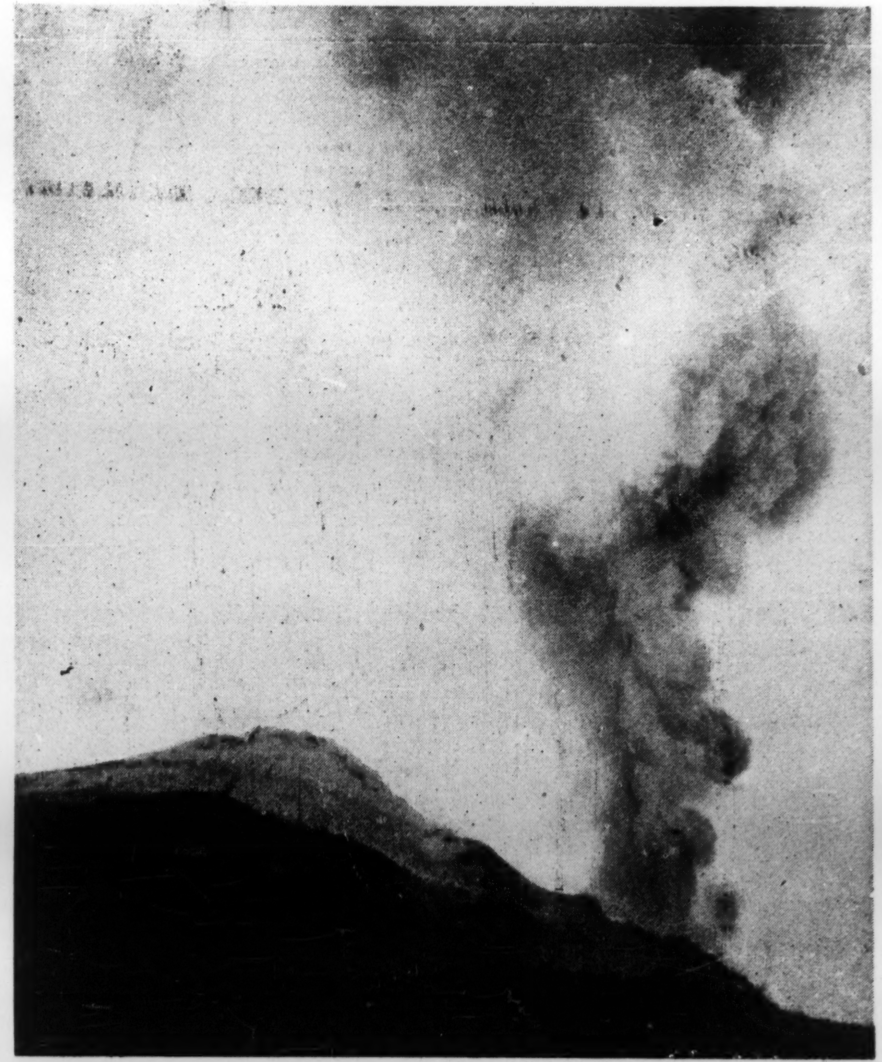
Earthquaka Research Institute;

Kunio HIRAO, Madoka FUKUSHIMA and Tadasi TAKAHASI,

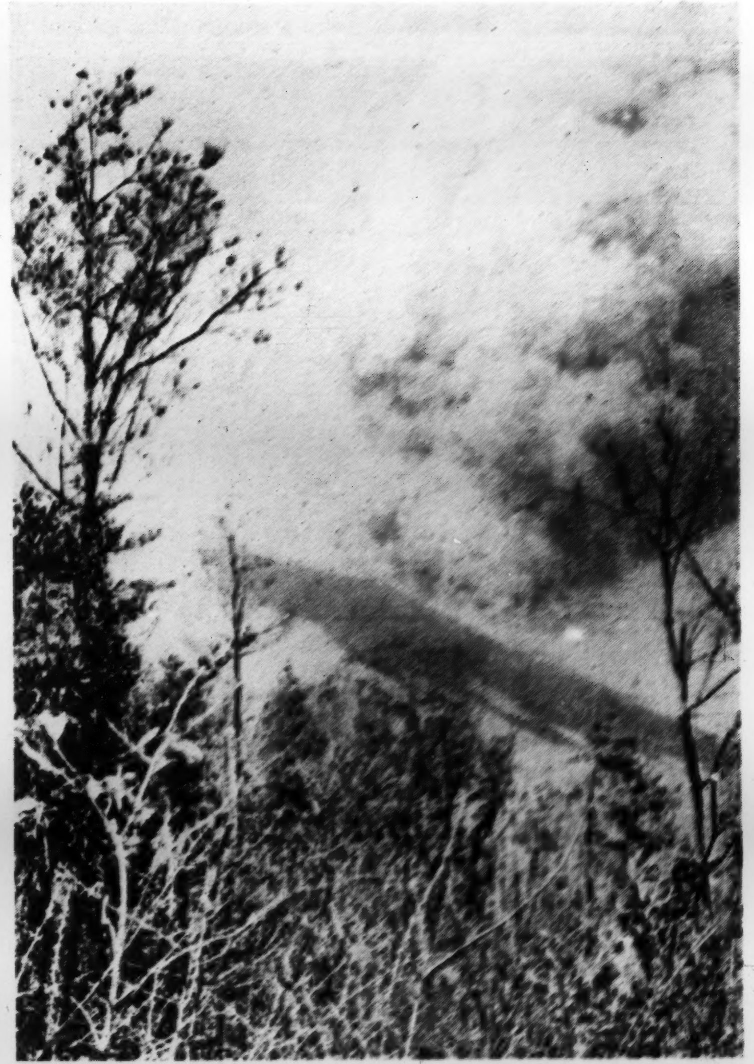
Geophysical Institute.

The observation of point-discharge current was carried out during the period of from March 25 to April 17.

We found three types of anomalous changes, that is, (1) the change, which suddenly commenced and gradually recovered, (2) ones that gradually commenced and suddenly rocovered, and (3) ones that commenced and recovered in a very short time, about in a few minutes. While on the other hand, corresponding to the above mentioned three anomalous changes we observed the following three conditions respectly: the tranceferance of the belt of volcanic smoke from west to east; the tranceferance of the belt from east to west; the falling of ashes notwithstanding that there was no smoke overhead. Moreover, we observed that the eastern edge of the smoke belt was everytime thicker than the other edge. This phenomenon will be explained as follows. When the smoke is drifted by the wind southward from the crater, the charged particles shifted from its eourse due to the force caused by the vertical component of the goomagnetic field, resulting that the smoke becomes concentrated in the east edge of the belt. From this assumption mentioned above, the first and the second anomalous changes will be explained obviously. The short period change (the third type of anomaly) will be explained as the anomalous



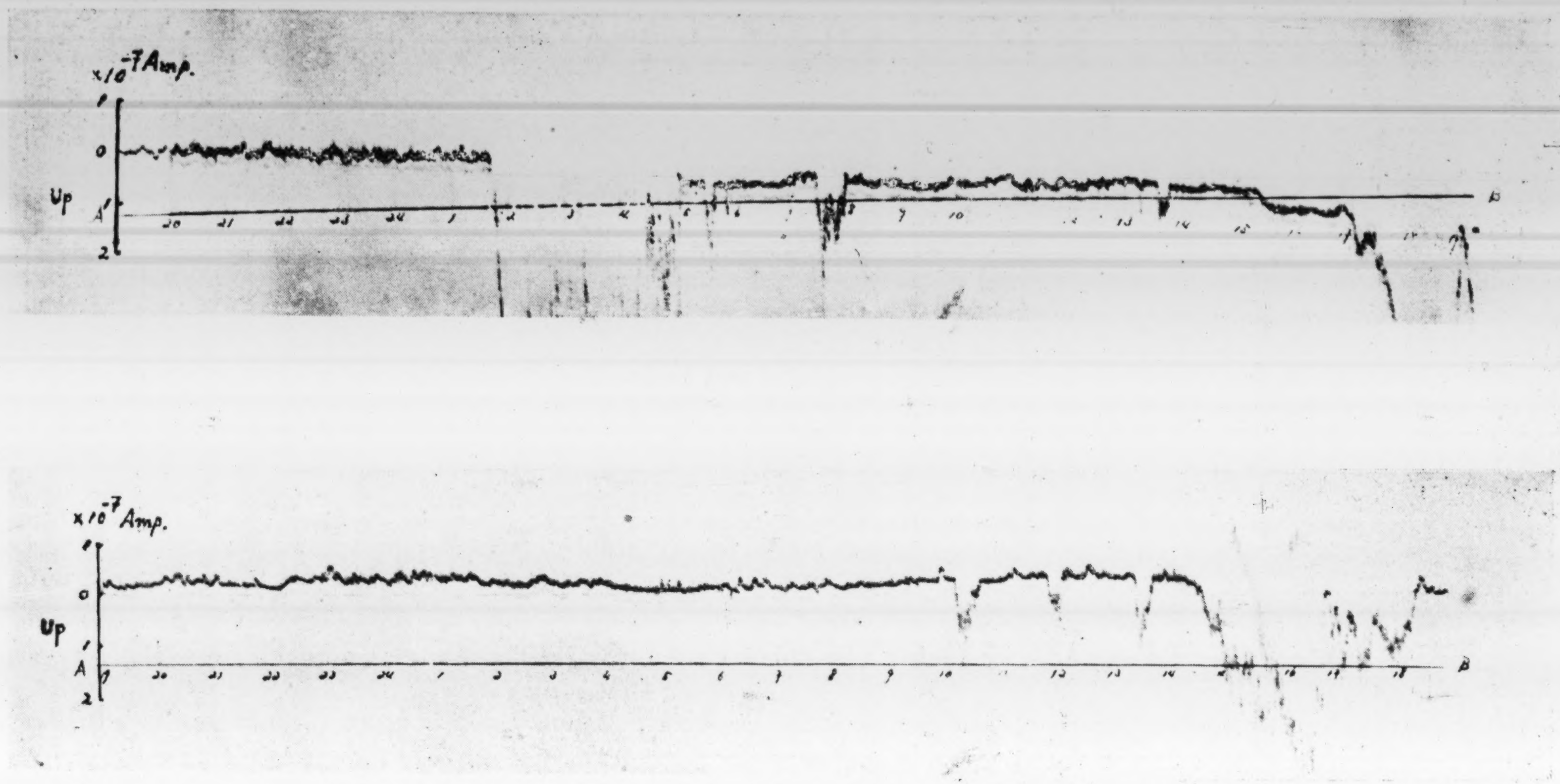
有村より見たる噴煙



古里より見たる噴煙

（震研彙報 第二十四號圖版 永田・平尾・福島・高橋）

[T. NAGATA, K. HIRAO. M. FUKUSHIMA and I. TAKAHSI.] [Bull. Earthq. Res. Inst., Vol. XXIV., Pl. XI.]



噴煙雲通過による尖端放電流の異常變化

increasing of the space charge caused by the falling ashes. They were observed while the voloanic smoke belt had come near the zenith. While, the activity of the volcano has the period of few minutes, 6 minutes in average. Hence, we believe that the mass of smoke, having electric charge of 0.3 to 0.5 Coulombs, are drifted successively on the wind from the crater.

We hope to carry out, in future, the more direct measurement of the properties of the volcanic smoke.

20. 地質學的, 岩石學的に見た, 昭和21年の櫻島の活動—その一, 地質學的觀察

地震研究所　森　本　良　平

(昭和22年9月16日發表——昭和22年9月20日受理)

I まへがき

大正3年(1914年)に大規模な噴火を行つてから，引きつゞき比較的靜かな狀態にあつた櫻島火山は，昭和21年(1946年)3月に入つて，著しい前兆現象を伴ふことなく活動を開始し，熔岩を流出させた．大正3年の大活動のゝち，今回の活動を始めるまでに昭和10年(1935年)昭和14年(1939年)及び昭和16年(1941年)の3回にわたつて小規模な活動を行つてゐるが，火山物質を熔岩流の形式で噴出させたことはなかつた．熔岩を流出させたといふ點で，今度の活動は，大正3年の噴火以後に行はれた諸活動に較べて特筆すべき性質のものである．

櫻島火山は，本邦における最もよく調べられた火山の一つで，地質學的，岩石學的な研究は，小藤文次郎教授の大正噴火についての論文[1]をはじめ，多くの調査研究があり本間不二男博士[2]によつて，日本火山誌にもまとめられてゐる．本誌にも，昭和14年10月の小活動についての津屋，水上兩博士の報告[3]が，すでにのせられてあり，その報文において，津屋弘逵教授により，同火山の詳しい地質學的な紹介が行はれてゐるので櫻島火山の地質構造や，地質時代及び大正以前の有史時代の活動の歴史については，必要な範圍での記述にとゞめ，同火山の活動の歴史において今回の活動の占めるべき位置を地質學的な立場から指摘しようと思ふ，熔岩の岩石學的記載や岩石學的な見地からする考察はあとから補足するつもりである．筆者が現地にあつたのは，活動の最盛期の4月上旬7日より約1週間であつた．この期間の前後で，活動狀況にも多少の變化が認められてゐる．たとへば，活動の初期にあつては，噴煙は水蒸氣の噴出よりも火山灰の噴出のほうが卓越してゐたものが，次第に水蒸氣の噴出が卓越する傾向を示し，活動の後期になるにつれて，熔岩の二次的な流出現象が著しくなつたとか，諸變化のあつたこと

---

1) B., KOTO, "The Great Eruption of Sakura-jima in 1914", *Jour. Coll. Sci. Imp. Univ. Tokyo*, [iii], 36 (1916).

2) 日本火山學會編，日本火山誌(I)「櫻島」火山 2 (1945).

3) 津屋弘逵・水上武「昭和14年10月の櫻島火山の小活動」震研彙報 18 (1935), 318—325

が知られてゐるが，筆者の調査期間は，火山が最も定常的な活動をつゞけてゐた時期の一部であつたことはたしかである．

今回の現地調査には，昭和 16 年の活動を調べられたことのある東大理學部鑛物學教室の湊　秀雄學士の協力によつた點が大きい．こゝに記して感謝の意を表する．

II　櫻島の活動史から見た今回の活動

いまゝでに行はれた諸研究[4]に基いて，櫻島火山形成の歴史を，過去の著しい活動によつて辿つて見ると，その活動の形式から，次の三つの時期に分けて考へることができる。

1）その一は，北部鹿兒島灣を中心として多量の酸性岩類を噴出させた．おそらく洪積世の初期に活動したと考へられる，恰良（Aira）火山の活動期で，松本博士[5]による恰良カルデラの形成までを含んだ時期を示す．この時期に，この火山の直接の基盤が作られたといへる．鹿兒島灣周緣にひろく分布してゐるいわゆる灰石は，この時期の生成物である．

2）その二は，前の時期にできた基盤を貫いて輝石安山岩類が噴出した時期，つまり北岳，南岳が形成されて，現在の山體がほぼでき上つた時期である．

3）その三は，有史以後の，側火口群からの兩側噴火(bilateral eruption)で特徴づけられる活動期，すなわち文明(1468—1478年)安永（1779—1782年）大正（1914年）の著しい活動を含んで現在までの時期をいふ．

細部の點については未解決のこともあるが，とも角以上の三つの時期に大約分けて考へて見ることができよう．

この第三の時期に含まれた文明・安永・大正の 3 回の兩側噴火は，それぞれ南岳の火口を通る N50°E—S50°W，N20°E—S20°W N70°W—S70°E の方向の弱線に沿つて行はれ，大正以後の活動は，すべて，大正の側火口群を連ねる N70°W—S70°E 方向の弱線に沿つて起つてゐる．大正の大活動以後約 20 年間は，南岳頂上及び大正の弱線に沿つた山腹の數ケ所から多少の噴氣作用を續けてゐたのみで殆ど地上に現れる活動を休止し，噴火や爆發といつた現象は全く見られなかつたが，昭和 10 年頃より活動が地表に現れ始め，10年 9 月，14 年 10 月，16 年 4—5 月と引續いて小活動を行ひ，次いで今回の噴火を見るに至つた．

4）T. Matsumoto, "The Four Gigantic Caldera Volcanoes of Kyusyu", *Jap. Jour. Geol. Geogr.* 19 Special No. (1943).
日本火山誌（I）「櫻島」前揭，津屋弘逵・水上武前揭　320—324.

5）T. Matsumoto, *op. cit.*

今回の活動は，昭和 10 年以來くり返された活動と一つながりのものと見なすことができる．阿多教授[6]が昭和 10 年の小活動の前後における土地の上昇沈下の具合ひから，岩漿の移動を推論された點や，津屋教授[7]が昭和 14 年の小噴火のさいに，地下の岩漿から直接に，火山瓦斯と共に噴出した岩漿の存在を指摘された點からも，岩漿が火口管へと集積する傾向にあつたものと考へられる。大正噴火の時はもちろん，昭和 10 年の小噴火のときにも，火山性の地震が伴つたのであるが，こんどの活動にあたつて，地震その他の著しい前兆現象を伴はずに，噴出が行はれたことは，火山物質の集積上昇が著しい抵抗を受けずに，徐々に行はれたことを暗示する．噴出した新熔岩の岩質その他の物理的性質が，大正熔岩及びその後の噴出物の性質と大差がないのであるから，岩漿の狀態においてもあまりちがひがなかつたものとすれば，昭和 14 年の活動のさいに作られ，昭和 16 年の活動のさいにも用ひられた，既成の火口管を通して噴出したことが，著しい前兆現象を伴はなかつたことの理由の一つだとも考へてよいであらう．

今回の活動開始の前後の消息は直接に得られてゐないが，鹿兒島縣廳の報告及び中央氣象臺の本多技師の報告によればその開始は3月9日といはれる．鹿兒島測候所で記錄された，火山性微動が繼續し始めたのは3月 11 日の夕方からであるといふ．本格的に活動し始めたのは3月 11 日—12日頃であらう．昭和16年の小活動（この時の狀況については，湊學士が七高の寮の雜誌に掲せた報文がある）以後の櫻島の狀態は筆者の昭和 19 年春に觀察した狀況によつて，代表されてゐる．咲花平の臺地から櫻島南岳の東腹を望むと，南岳頂上近く東へ馬蹄形に開いた廣い谷の頭（第1圖 a）にある噴氣孔と大正の側火口群を連ねる地帶に沿つて大正の熔岩原の數ヶ所から點々と水蒸氣の昇るのが見られた．3月 14 日の午前10時37分及び11時 41 分に，南岳東腹の火口（今回の活動火口と同じ場所）から噴煙の上るのを海潟の海岸から觀察し得，煙のくづれると共に少量の灰が帽子の縁に降りかゝつたのを認めた．この邊における氣壓の日變化は正午頃に最低の値を示すのが常で，噴煙は，いつも氣壓が降下しかゝる頃につまり氣壓が最も低くなるに先立つて上るといはれ噴煙が上る時は，大體この時刻の近傍にあるとのことである．昭和 16 年の活動のゝち今回の活動が始まるまでの櫻島の樣子は，ほゞこのやうなものであり，時折間歇的に小規模の噴煙を上げ，南岳頂上の噴氣孔と，この火口とを一種の安全弁としてゐたのである．櫻島口瀬戸の里人及び黑神部落の避難者の語るところによれば，こうした活動も昭和20年 8 月のはじめ數日間，夜間に鳴動を聞いて以來全く休止してゐたといふ，その後，9 月はじめより 1 日おき位に日に 2—3 回の噴煙があり，この程度の活動を續けて今回の活動となり 3 月10日頃から鳴動を聞き12, 3日頃に熔岩の流出を認めたとのことであつた．以上の見聞からしても，今回の活動は既に安全弁的な役割を務めてゐた既成の火口管を通して徐々に火山物質が上昇噴出したものであることが知られる．熔岩を流出するのとしないのとでは，結果としては著しい差異を生ずるのであるが，それを支配する條件の變化は，おそらく連續的なのであらう．

6） 阿多實雄 「昭和 10 年櫻島噴煙と是れに伴ふ附近土地高低異動」日本學術協會報告 12 (1937) 184—187.

7） 津屋弘逵・水上武前掲 333

III 新熔岩の分布と活動の狀況

第1圖-Aは，昭和21年4月7日より同月12日までの6日間に調べた，新噴出熔岩の地理的分布を示したものである。圖にも明記してある通り，觀察した日時が場所によつてちがつてゐるために，圖に示された熔岩分布地域の形は，そのときどきの熔岩分布の全貌をとらへてはゐない。

噴火口 こんど熔岩を流出した火口の位置は，南岳の東腹，海拔約750 m，頂上より300 m 下つた地點で，昭和14年の爆發のさいに生じ16年の活動によつてやゝ擴大された火口（第1圖A-b）と同じ場所と推定される．はじめは昭和16年に生じた爆發口の東寄りの部分から噴出し，活動の繼續につれて，火口壁を削り拓いて既存の火口（第1圖A-b)をも包含したより大きな火口を形成し，熔岩の流出のために，東側の壁が更に削り去られて深い箕のやうな形をした火口(第1圖A-c)へと發達した．活動の最盛期にあつては，火口のまわりへの拋出物の堆積と，橫向きに發散する噴煙のために，非常に大きく見えるが，擂鉢形に開いた全體についていへば（第3圖－1）その東西のさしわたし，つまり長徑は150 m から 200 m 位のものと推定された．第1圖-A に示した火口（b及びc）は，圖に表す都合で任意の大きさに擴大してある．

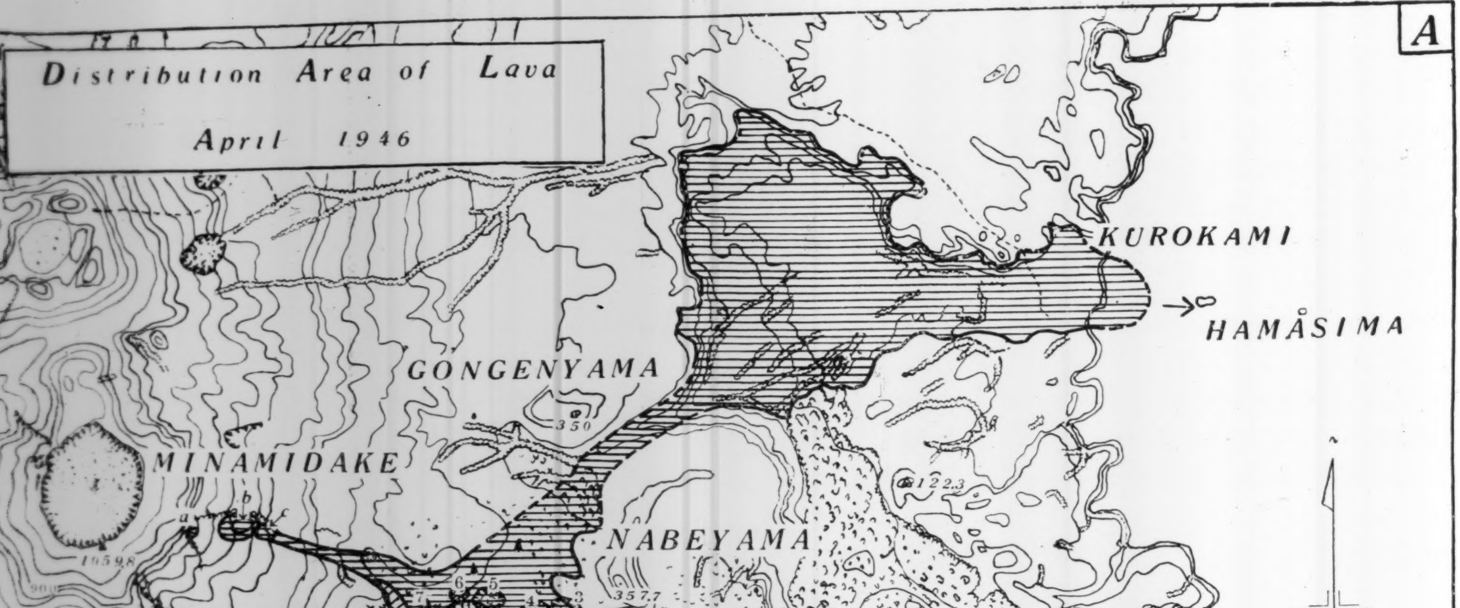
前にも述べたように，この火口は，昭和14年10月の小噴火のときに生じたもので，阿多教授の指導で七高山岳班の測量したところでは，東西90 m，南北約83 m の楕圓形であつたものが，昭和16年の活動で大きくなつた。この時の活動では，まづ4月28日夜からの活動では，火口壁が多少こわされた程度であつたが5月21日に再開した活動によつて約一倍半，徑150 m 位に擴大されたといはれる[8]．

火口は南岳基底熔岩（山口鎌次博士の南岳熔岩第I型）とその上にある南岳集塊岩及びその上につもつた細かい浮石層を削つてできてゐる．火口底に近い，赤色で緻密な南岳基底熔岩を滑らかに削つた部分では南北のさしわたしが約45m，東西の火口壁の間は，西側には，上部の壁がくづれてできた崖堆があり東側は熔岩の流出口となつてゐるので直接には測れないが，70m 以上はある．熔岩の流れ口と，現在は灰と細かい岩石片で埋められてゐる火口底との高距は15m ほどで，流出口の兩側の火口壁をなしてゐる南岳熔岩は大きくこわれて火口中に落ちかゝつてゐるが，流出口の幅は37—38m 程度である．新熔岩流は，ほゞこの流出口の幅と同じ幅で直線的に東側山腹の急傾面を流れ落ちてゐる．火口の上部は，流出口のある東側を除いて，西側に大きく開いてゐるから，南岳集塊岩層の上に重なつてゐる細かい浮石や火山灰からなる堆積物のあたりまでを入れると，流出口と西側火口壁の上部との高距は120—130m ほどになる。火口壁は赤味をおびた南岳熔岩の滑らかな面からできてをり，東西に長徑をもつた楕圓形にけづられ，上が大きくひらいたビーカーのような形をしてゐる[9]．

新熔岩の分布 火口の東側の壁を削つて流出した新熔岩は，斜面を一直線に大正噴火

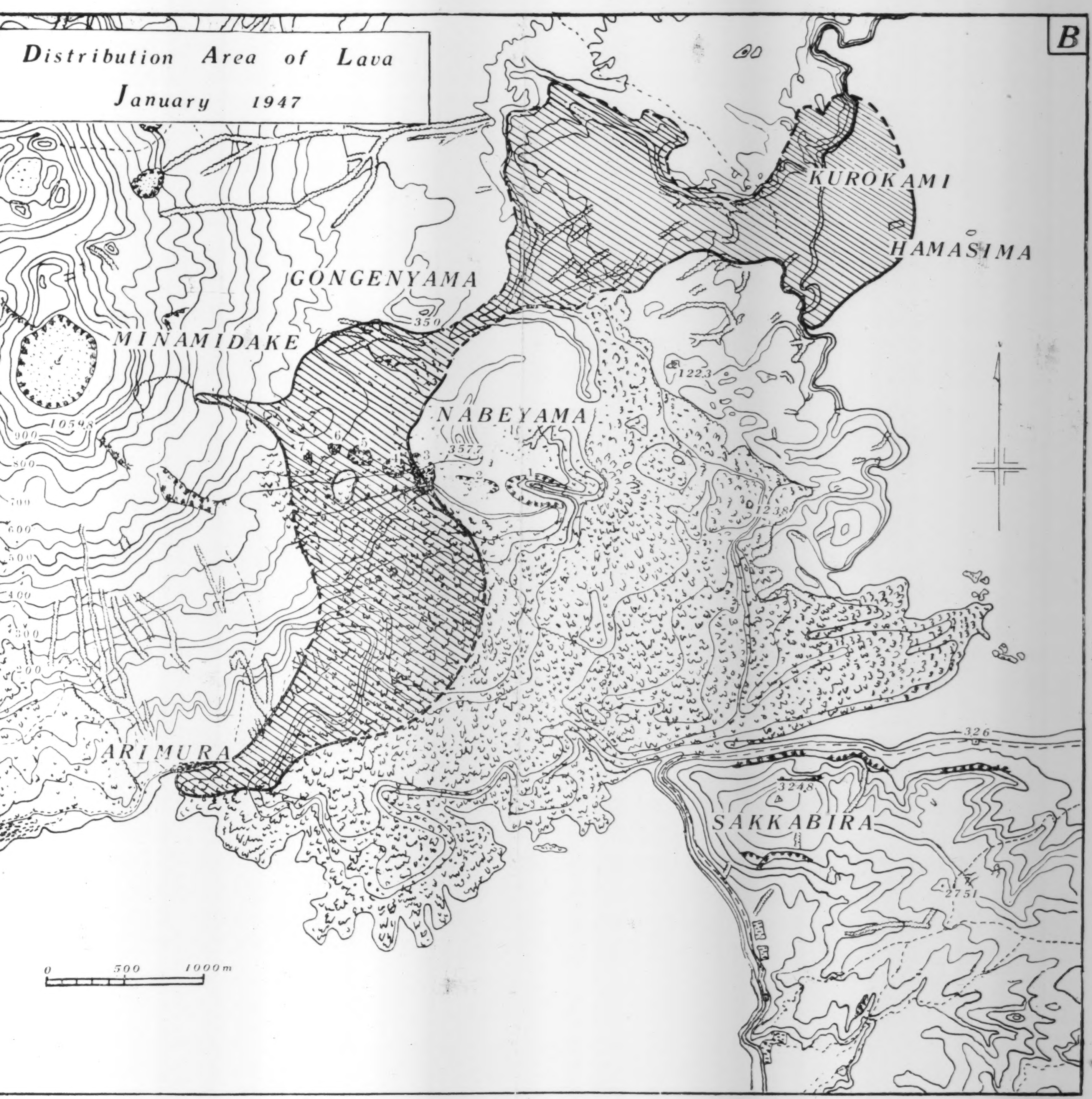
8） 湊 秀雄學士の觀察による．

9） 昭和22年1月渡邊 佐技官と共に觀察したところを附記した．

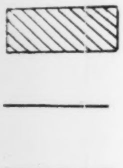


第 1 圖　新熔岩の分布地域

A—昭和21年4月調査

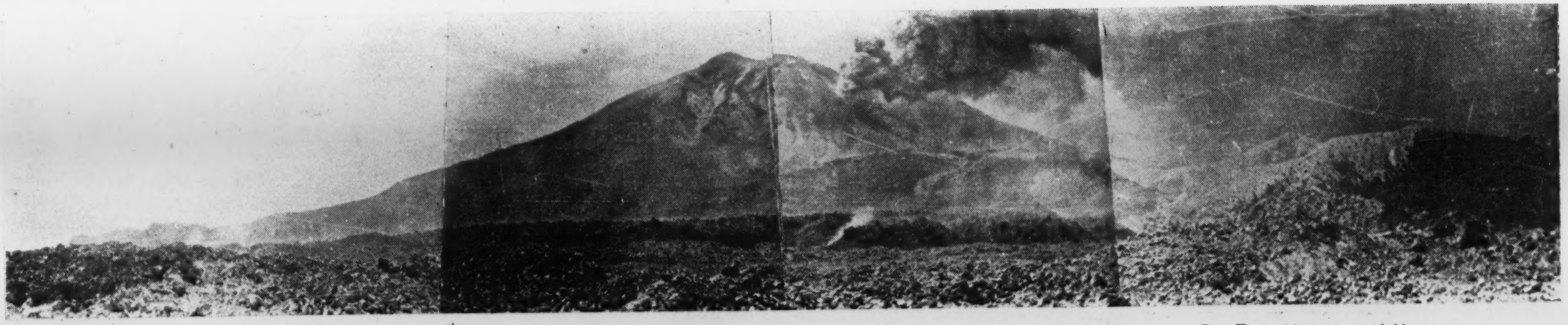


B
Distribution Area of Lava
January 1947
KUROKAMI
HAMASIMA
GONGENYAMA
MINAMIDAKE
NABEYAMA
ARIMURA
SAKKABIRA
0 500 1000m

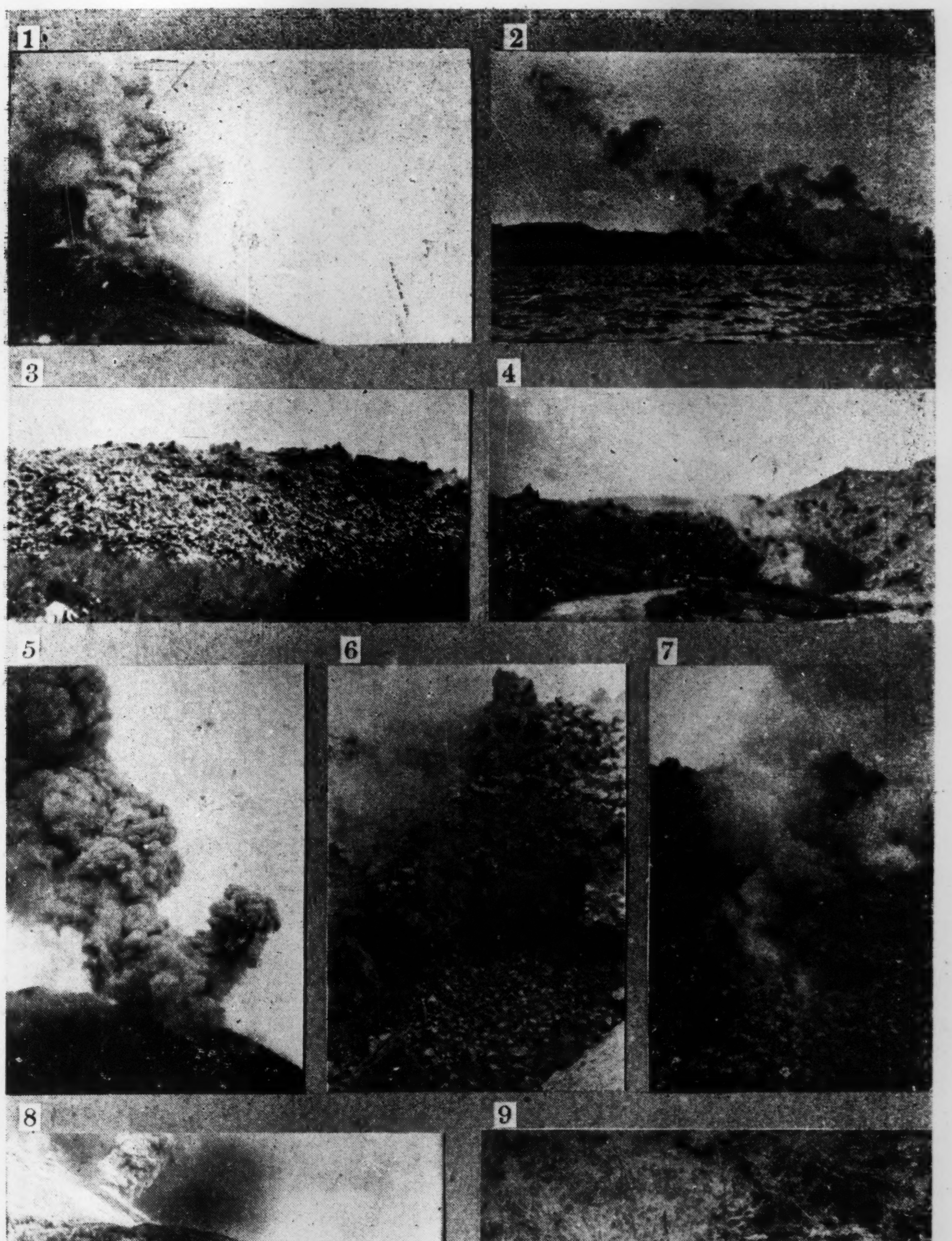


1—7 Vents of 1914
a-- Fumarole
b--Vent of 1939 1941
c--Vent of 1946
Distribution area observed Jan 10—14th
Boundary observed Jan 10—14th
Ditto guessed Jan 10—14th

B——昭和22年1月調査



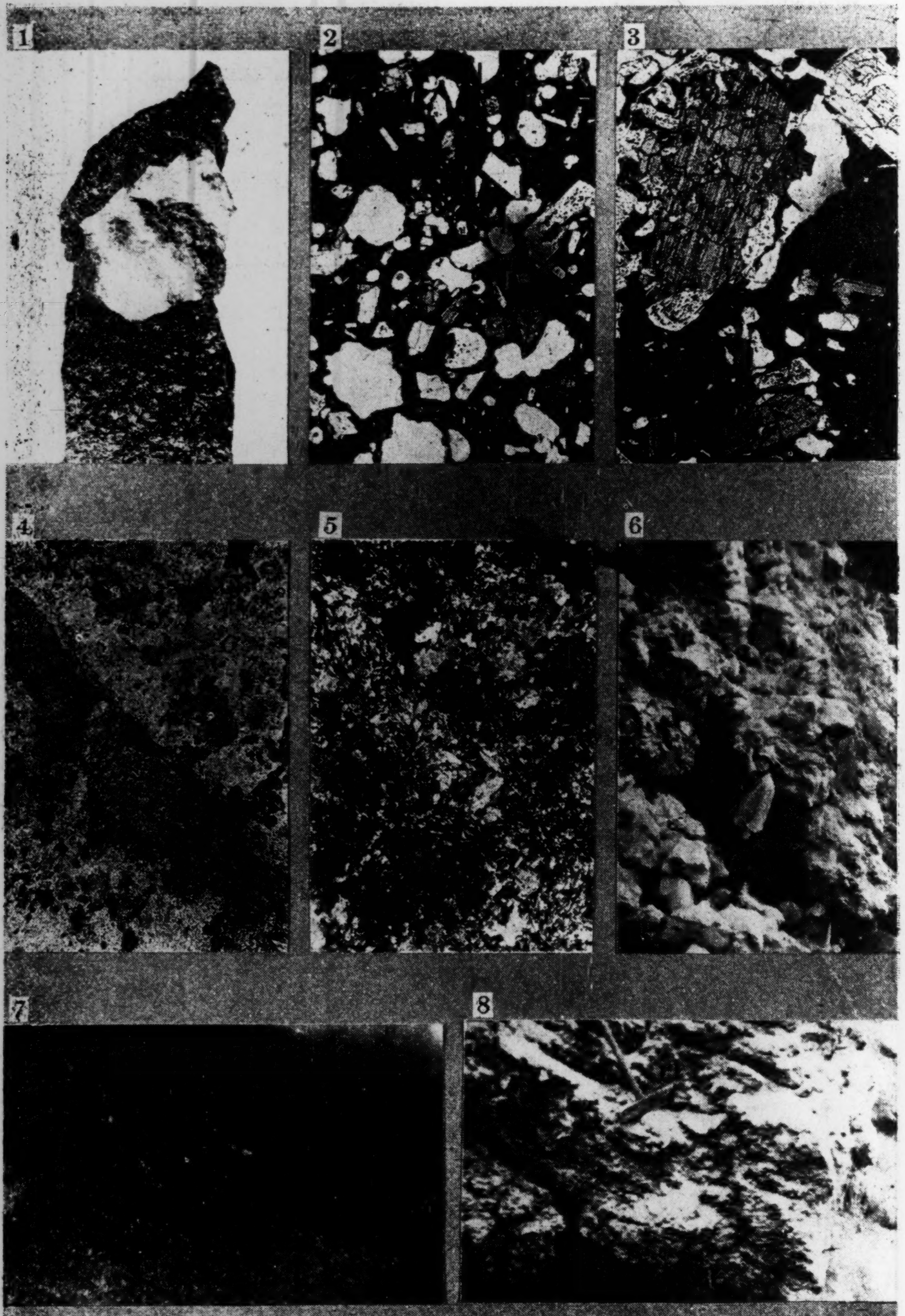
第 2 圖　新熔岩分布地域のパノラマ寫眞（第 1 圖の P 點より寫したもの）a は噴氣孔 b. c. は火口，Q，R は熔岩流が分岐したために熔岩に被はれなかつた地域，矢印は熔岩の進行方向を示す.（昭和21年4月9日湊　秀雄學士撮す）



第 3 圖 1—9

圖 版 の 説 明

第 3 圖： 1) 火口東南斜面 800 m はなれた地點から見た抛出物落下の狀況，火口の周りに堆積した噴石の上に白煙を上げて落下してゐるところである。白煙は發散する瓦斯と岩片が細かく破碎して四散するために生じてゐる。2) 櫻島の東岸 1km の海上より見た，海中に入りつゝある黑神熔岩の先端，3) 有村へ向つた熔岩流の側面で約 30m の厚さを示してゐる。4) 有村へ向つた熔岩流の先端が 4 月 9 日午前に，有村から櫻島口に向ふ縣道へ到達したところ。5) 多量の抛出岩片を伴つて上方に高く昇つた噴煙がくづれて，あまり抛出岩片を伴はないで火口から側方に向けて噴煙を出す小爆發が始まつた瞬間を示す（本文 250 頁參照）。6) 有村へ向つた熔岩流の先端，中央が飴のように次第に突出して來て既にくづれて堆積した熔岩塊の上にのり出してゐる。破れ目からは赤熱熔岩がなほも見られた。7) 熔岩流の先端の中央が次第に押出したゝめに上部が落下して熔岩の微粉を散らしてゐる瞬間，8) 有村へ向つた熔岩を徑て櫻島火山の東側を望む，9) 抛出岩塊の一例（RM46040803，本文 236 頁參照）。



第 4 圖 1—8

第 4 圖：1 珪灰石を含む捕獲岩片（×1/2）白い岩片内の中央に薄黒く見えるのは岩漿が捕獲岩内に浸潤した部分を示す（RM 46040701），2) 新熔岩の偏光顯微鏡寫眞，下方ニコルのみで見たもの（RM46041001），不規則な形をして白く見えるのは瓦斯が發散したあとの孔隙．直線で圍まれた外形をもつ白い部分は斜長石斑晶，灰色に見える短柱狀の輪廓を示すのは輝石類である（×約10），3) 新熔岩（RM46040701）に含まれてゐる紫蘇輝石の大型斑晶の顯微鏡寫眞，（下方ニコルのみ裝置，（×約 17），4) 透輝石の細粒を含み，石英及び，玻璃と塵埃狀包裏物のために識別困難な長石とから成る岩片中にある，珪灰石の小結晶が集つてゐる小脈（RM 46040701），下方ニコルだけを裝置して見たもの（×約 16），5）4 と同じものを直交ニコルの間において見たもの，6) 有村へ向つた熔岩の側面にあつた噴氣孔（本文 236 頁參照），7) 熔岩中に含まれてゐる白色の捕獲岩片岩質は 1，4，5 に示したものと同じである。8) 6 の噴氣孔四近で見られる昇華物が熔岩の表面に沈着してゐるところ（本文 236 頁參照）

の弱線に沿つて流下し，大正三年の噴火の際に生じた第7火口の附近で東と南に分れ（3月17日前後）一方は鍋山と權現山に夾まれた低地を通つて東北に向ひ黑神部落の低地を埋めて海中に入り（4月5日），その先端は，黑神部落の海岸より400mの地點にある濱島を指向してゐた．他の一方は，南岳熔岩と大正熔岩との境界の谷に沿ひ大正の熔岩上を南下し，有村部落の東端に迫り，筆者の滯在中に國道を橫切つて大隅半島と櫻島との道路交通を遮斷するに至つた（4月9日）．熔岩の進行は地形に支配され，その速さも一樣ではなく，厚さも又場所によつて異なり急斜面では薄く，凹地には厚く集積するが，大體10—20mから50m程度の厚さを示してゐる．第1圖-Aには，調査した期間內における熔岩流の位置を觀察日時と共に示しておいた．同圖に右上り方向の斜線で畫いた部分は，熔岩流の側面に近く，中央部より先に冷却固結し，降灰で被ふくされて熔岩の移動から取殘された部分で，熔岩の動きが一樣でないことを示すものである．4月10日現在で新熔岩は既に3.2km²以上の面積を占め，平均の厚さを30mと推定すると0.096km³の體積となり見かけの比重の平均を2.3として2.20×10⁸米噸，大約2億噸餘の熔岩が噴出したことになる．

噴煙の狀況 4月上旬當時は火口の活動は殆ど定常的で，1分間に22—23回から25—26回鳴動して噴煙を上げ，降灰をもたらしてゐた．この噴煙の上る狀況を觀察してゐると煙の出方に二つの相がある．その一つは寫眞（第3圖—5）に表れてゐるやうに，上方に高く大規模に噴出する形式を取り，多量の拋出物を伴ひ，その噴出と同時及びそれに先行して，やゝ繼續した鳴動を出す．その二は火口から橫向きに噴煙を火口の周圍に發散し，瞬間的な音を立て著しい拋出物を伴はない．火口の東南700-800mの地點に立つてゐると，前の場合には，地下の深い所から土地全體が振動するような感じを受け，あとの場合には，地表面の短時間のひびきが感じられた．拋出岩塊は火口の周り約400mの範圍に落下するが，時には1kmの遠くにまでも達する場合もある．第2圖のパノラマ寫眞には拋出物落下の範圍が示されてゐる．

IV 新熔岩の性質

櫻島から有史以后に流出した熔岩は，どれもよく似てゐて，肉眼では區別がむづかしい。新熔岩もまた，これらの熔岩と似てゐる。特にこんどの熔岩流がその上を流れた大正熔岩は，それ以前の活動による熔岩と異つて，年代が新しいため表面に土壤が發達せず解析變質（Katamorphism）を受けないで噴出當時の熔岩原の狀態をそのまゝ保つてゐるので，新熔岩と區別しにくい，殊に新熔岩上に降灰のあつた場合には更にその識別は困難を加へる．それほど外見上，新熔岩は大正熔岩と類似した塊狀熔岩（第3圖-3,

4, 6, 8) で，噴出時及びその后の條件に應じて各部により，その岩質が緻密堅硬なもの，岩滓狀(scoriaceous)のもの，黑色のもの，赤褐色のものなどいろいろの外觀を呈するが，岩石學的には，孔隙の多少こそあれ，殆ど一樣な複輝石安山岩である（第4圖—2參照)．赤褐色を呈する岩石では，含まれてゐる有色鑛物の周圍が褐鐵鑛樣の物質に變つてゐる。これは人工的に岩石を空氣中で高熱した場合に示す變化と全く同樣である．

斑晶としては紫蘇輝石・普通輝石及び斜長石があり，微斑晶としては前記3種の鑛物のほかに磁鐵鑛がある．石基は單斜輝石及び斜方輝石の微晶，兩者よりやゝ大きい斜長石の柱狀微結晶と，それらを埋める褐色の玻璃とより成つてゐる．石基の結晶度が高まるにつれて，熔岩の色は黑色乃至黑褐色の玻瑠光澤を失ひ，灰色を帶びて來る．大正の熔岩原においても見られるように，どんどの熔岩も，その觀察される表面では，徑が數米から數十糎までの大小の岩塊の集合から成り，岩塊の間隙は岩滓質の熔岩の細片で充されてゐる各ブロックの內部は緻密堅硬で，外側に近くになるにつれて岩滓質になつてゐる．これら各ブロツクのうちで特に熔岩流の表面において灼熱狀態のまゝ空氣中に曝されたものは著しく赤褐色を呈してゐる．むろん，これら岩塊の中には火口から一旦空中に拋出され，火口から流出した熔岩流の上に落下し，そのまゝ熔岩と共に移動して來たものも含まれてゐることは，噴出狀況の觀察から知られる．

顯微鏡的性質　斜長石斑晶は長徑1-2mmのものが最も多く，いづれも結晶內部が不均一で各種双晶の複合した複雜な聚晶を呈するものが多く，結晶內部或ひは劈開に添ひ褐色玻璃又は石基構成物質を包裹し，累帶構造も著しく，長徑0.1m程度以下の微斑晶として存するもの以外は，包裹物を含まない單一の結晶として現れるものは殆どない．曹灰長石の成分に相當する[10]．

今回の熔岩を大正熔岩に比較した場合の一つの特徴は，斑晶にも石基にも殆ど橄欖石の認められないことで[11]，橄欖石に代つて輝石類が卓越し，輝石斑晶中でも紫蘇輝石の長徑2mm或ひはそれ以上にも及ぶ大型柱狀斑晶が發達することがある(第4圖-3)．これら大型の結晶は斜長石・磁鐵鑛を包裹し篩狀構造(sieve texture)を呈するものが多い[12]．逆に大型の斜長石中に輝石が包裹されてゐるものも多く，熔岩中にしばしば顯微鏡的に見出される斜長石と輝石とからなるマイクロノーライト狀(micronortiic)集合體をその極端なる場合として，斜長石と輝石との聚斑晶が極めて多い．

---

10) $n_{1D}=1.555-1.568$ ($Ab_{49}An_{51}-Ab_{25}An_{75}$)

11) 熔岩中の包裹物として，橄欖石と思はれる綠色を帶びた鑛物と斜長石とから成るアリヴウル岩(alĭvalite)樣の岩片を有村熔岩の先端にて觀察した。また落下した浮石質火山彈の中に橄欖石の小結晶の含まれたものがあづた．

12) $(-)2V=69°$, $\alpha_D \fallingdotseq 1.697-1.701$

普通輝石は，0.5mm 內外多の短柱狀結晶として現れ，包裹物を殆ど含まぬ單一結晶又は双晶（on 100）として晶出してゐるものが多く，他は上述した如く斜長石と相伴つて產する[13]。

磁鐵鑛は，輝石と伴つて見られる場合が多く，直接石基の中にあるひは斜長石結晶の中に 1-0.5mm 程度の粒狀結晶として散點してゐるほか，自形の微晶として石基を構成してゐる．小藤教授[14]が前に，橄欖石のシュードモルフとして說明されたヴァアミキラー構造（Vermienlar Structure）を示す微細な磁鐵鑛の集合體が，紫蘇輝石または，紫蘇輝石と斜長石小結晶との集合體の中央部に含まれてゐるのが割合に多く見受けられる．反射顯微鏡によつて觀察すると，自形の磁鐵鑛斑晶の中には，硫化鐵鑛の微細な粒が含まれてゐることがある．

微晶質の石基は，輝石と磁鐵鑛の晶子（crystalite）及び微晶（microlite）とそれらを埋める屈折率のやゝ低い玻璃（ $n_D \fallingdotseq 1.5$ ）とから成つてをり，玻璃は薄片で見ると褐色の水飴のような色を示す．その中には，前記の鑛物よりも少し大型の斜長石の短冊形の微細な結晶も含まれてゐる．輝石の微晶には，單斜輝石．斜方輝石が共に見出される．

V 包裹物，拋出物，昇華物

包裹物 熔岩の中には，先に述べた顯微鏡的な存在としてのマイクロノーライト樣岩片(micronoritic patches)のほかに，いろいろな岩片が肉眼的にも多く見受けられる，そのなかで最も多く眼につくのは，白色乃至灰白色の不規則な形で入つてゐる岩片で，そのうちでも割合に緻密で光澤のあるものは，珪灰石・透輝石を含んだ，鑛物成分からいつて石灰質の捕獲岩片であり，浮石質を呈するものゝ大部分は董青石を含んだ，前に小藤教授[15]によつて “ceramicite” と名づけられた種類の捕獲岩片である．「まゆ」から絹糸を引き出したときのやうな形を示してゐる白い浮石質の物質が熔岩片に附着してゐるのが見受けられるが，これは小藤教授が記載し[16]，山口博士[17]が成因を論じてゐる，“thread-lace-scoria” に相當するもので，融蝕された石英と斜長石からなる深成岩構造を持つた岩片である。このほかに，凝灰岩や，他の熔岩等が含まれてゐるのが見受けられたが，こゝでは以上のうちの代表的なものについて簡單に記載をしておいた。

拋出物 火口からの拋出物は，風向きによつて落下方向の支配される微細なものを除い

---

13) $2V=52°$, $43°$, $\alpha_D \fallingdotseq 1.690$

14) B. Koto, *op cit* 178.

15 B. Koto. *op cit* 196—208.

17) 山口鎌次 「櫻島の噴出物スレッド・レース・スコリヤと其の起源について」地質學雜誌 35 (1928) 157—187.

は，てほゞ火口の周り特に東側斜面に落下するが，斜面が約 40° の勾配をもつてゐるために，落下と同時に，又落下したあとで大型のものは下方に轉落し，傾斜面による二次的均粒作用 (sorting) を受けて堆積する。そのなかでも徑數十糎以上のものは，火口下400m，高度 400m 附近の勾配が急にゆるやかになつてゐるところまで轉落して堆積してゐる。これらの抛出物は，熔岩と同じ岩質の岩塊が多いが，少しく黄褐色あるひは茶色味をおびた浮石質の火山彈がとくに目立つてゐる。橄欖石の小結晶の含まれてゐたものはこのやうな岩片であつた。火山彈でよく見られるのはいはゆるパン殼狀火山彈であるが，その表面に垂直に生じてゐる割れ目の方向が，乾痕 (sun-cracks) と同じように龜甲形になつてゐる。所々に散見する徑數糎乃至十數糎，長さ二，三十糎の六角柱狀の岩塊は，こうした火山彈から由來したものである。火山彈の表面又は割目に沿つた部分は，浮石質火山彈の示す色と同じく茶褐色を呈してゐる。抛出物はほとんどみな岩質的に，こんどの熔岩同じ性質の複輝石安山岩であるが，筆者が火口の東南約 1 km の地點で採取した大型の火山彈（第3圖-9）は，熔岩に較べて著しく紫蘇輝石の大型斑晶（長徑 4mm 又はそれ以上）に富み，且つ玻璃質石基は磁鐵鑛の微粒を欠き，單斜輝石に乏しく斜方輝石の柱狀の微晶が卓越し，熔岩とやゝ異なる性質を示してゐた。

昇華物　櫻島火山の噴氣孔から發散される氣體は，亞硫酸瓦斯も出るが，水蒸氣及び鹽化アンモニウムが主である。有村に向つた熔岩流の西側に沿つて上つた地點（高度約 300 m の山腹）で觀察した。早期に冷却固結が進み熔岩の動きから取殘されてゐた部分（第1圖-A に右上りの方向の斜線で示された部分）に見受けられる噴氣孔（第4圖—6）の周りには，多量の昇華生成物が沈着してゐた（第4圖—8）。この昇華物は少しく黄色をおびた白い粒狀結晶の集合で，鹵砂 (Salmiac NH_4Cl) であることが確められた。

あとがき

昭和 21 年 (1946年) 3 月 11 日から始つた，こんどの櫻島の噴火は，5 月 25 日夜に火口における活動を停止した．筆者が 22 年 (1943年) 1 月中旬に再び同火山を訪れたときは，新噴出熔岩の地理分布は第 1 圖—Bのようになつてゐた．熔岩が埋めた面積は約 5.4 km² に達してゐる．熔岩流は低地に沿つて，つまり地形に支配されて流れてはゐるが，少しぐらひの高さの地點へはのし上つて越えてしまつたところも多い．熔岩の表面は固結した岩塊から成つてゐても內部は粘性の大きい熔融した狀態にあつて靜水壓をつたへ，火口の位置が高いところにあつた關係上，火口からの熔岩の流出が止まり火口東側山腹の急斜面にあつた熔岩流が斜面を流れ落ちてしまふまでは，熔岩の先端の前進はつゞき，或ひは固まつた熔岩の表面の割れ目から二次的に內部の熔融狀態の熔岩が流出して，更に廣い面積を埋めたものと思はれる．筆者等が 22 年1 月 14 日火口に入つた頃は，こんど熔岩を流出した火口はきわめて靜穩で，むしろ南岳中央火口の東端の裂罅からの蒸氣の噴出のほうが烈しかつた．今回の活動後の櫻島は，平靜な狀態に戻つてゐる．湯之小學校長の記錄によれば，9 月 22 日午前 6 時 25 分南岳中央火口東端より噴煙降灰があり有村附近の耕作物に被害があつた．引きつゞき 23, 24, 25, 26 日と噴煙あり 30 日には野尻方面に降灰の被害があり，31日，10月3, 5, 14, 16, 20, 21, 23 日の各日に噴煙が見受けられ，11 月 6, 7, 8 日にはまた噴煙降灰を見た．そのご少々の噴煙は見られたが (1 月9, 10, 16日) 著しいものはなかつたといふ．この觀察は必ずしも連續的になされたものではないが，參考までに附記した．同校長の御好意に感謝する．熔岩原全體にはなにら動きは見受けられず，黑神部落を埋めて海水に入つた熔岩からは，なほ盛んに點々と水蒸氣が上つてゐた．以上簡單にその後の櫻島の狀態を述べた．新熔岩の化學成分及びその岩石學的記載は次の機會にゆづることにした．

---

20. Geological and Petrological Notes on the Eruption of Sakura-jima in 1946. Part I. Geological observation.

By
Ryōhei MORIMOTO,
Earthquake Research Institute.

Since the great eruption in 1914, the insular volcano of Sakura-jima, Kagoshima Prefecture in Southern Kyūsyū, has comparatively been in its calm state and has never outpoured its volcanic material as the lava-flow, though the minor activities, such as ejecting ash, bombs, and other gaseous or solid material, accompanied with or without volcanic earthquake, were sometimes recorded.

The recent eruption occurred at the eastern flank of Minami-dake (south cone), at the point about 750 m above the sea level, without any conspicuous forerunning phenomena. The blocky lava was extruded through the vent seemed to be same formed during the former activities in 1939 and 1941. This lava emission lasted for about two and half a months from March 11 (?) th. to May 25 th. and covered the area of about 3.2 sq. km or more. Petro-

graphically, the recent lava belongs to two pyroxenes-andesite and is similar to the lava erupted in 1914, but in the former predominance of hypersthene and almost absense of olivine are noticiable as compared with the main portion of the latter.

---

21. 有珠火山の地殼變動に就て

地震研究所　増田秀夫

（昭和21年6月18日發表——昭和21年6月30日受理）

火山が噴火する際，火山附近に於て，その前に多數の地震が發生し，且又地殼の隆起沈降が起ることは，櫻島，有珠，淺間等，多數の火山に就て，今までによく知られて居る所である．この噴火，地震及び地殼の隆起沈降の現象が，同一の原因によつて起るものであると考へ，この原因として，火山附近の地殼內部に蓄積される歪エネルギーを考へる．この歪エネルギーのために，最初に地殼が隆起し，地殼の强度が或る限度に達すると地殼內部に一種の破壞が起り，地震が發生し，更に地殼に割目が出來たり，特に弱い個所があつたりすると，噴火すると考へる．この際の地殼の隆起速度は，時間に對して，如何やうな分布をするであらうか．

前に岸上博士[1]が地震の頻度分布に就いてなされたのと同じ樣な方法を用ひて，土地の隆起速度を V とし，これが，その時までに蓄類された歪エネルギー S に比例すると假定する．即ち

$$V=\alpha S \qquad \cdots\cdots\cdots(1)$$

α は正の常數である．一方，地殼が隆起したことによつてエネルギーは消費される筈であるので，このエネルギーの減少する割合が，その時の隆起速度と，その時までの隆起量に比例すると假定する．即ち

$$\frac{dS}{dt}=-\beta V-\gamma\int_0^t Vdt+\delta \qquad \cdots\cdots\cdots(2)$$

こゝに，β,γ は正の比例常數であり，δ は初期條件によつてきまる常數である．（1）式を（2）式に代入して，微分することにより，（2）式は，

$$\frac{d^2V}{dt^2}+2\beta'\frac{dV}{dt}+\gamma'^2V=0 \qquad \cdots\cdots\cdots(3)$$

と書直すことが出來る．（式）は周知の振動の方程式と同じものであり，一般解として，

$$V=V_1e^{-\mu_1 t}+V_2e^{-\mu_2 t} \qquad \cdots\cdots\cdots(4)$$

を得る．こゝに，V_1 及び V_2 は，初期條件によつてきまる常數であり，μ_1 及 μ_2 は次式で表はされる．

$$\left.\begin{array}{l}\mu_1=\beta'+\sqrt{\beta'^2-\gamma'^2}\\ \mu_2=\beta'-\sqrt{\beta'^2-\gamma'^2}\end{array}\right\} \qquad \cdots\cdots\cdots(5)$$

1）岸上冬彥　地震研究所彙報　15（1937）785～827.

著者の知る範圍に於て，火山噴火前に於ける地殼變動に就いての詳細な觀察は殆どないのであるが，幸なことに，北海道有珠山の昭和 19 年6月 23 日の噴火の際は，附近に部落が多く存在して居たので，地殼變動に就いては早くから注目され，又噴火までに約6月の期間があつた爲に，數多くの水準測量が行はれ，地殼變動の樣子が稍詳にされた．以下は水上博士の報告[2]によつて居る．

この水準測量は長流の一等水準點を基準として，有珠山の東側を北方に壯瞥村へ通ずる道路上で行はれたものであり，この測量の結果を整理して，1日の垂直變動量にしたものが，3月 28 日，4月4日，4月 27 日，5月 13 日，5月 30 日，9月9日，6月 16 日，6月 24 日，7月 14 日及び8月4日について，第1圖に示されて居る．この圖の横軸の 0.5km，0.75km，1km，1.25km，1.5km，及び 1.75km に當る地點の3月 28 日より8月4日までの期間の隆起速度の變化を示す圖に書直すと第2圖の樣になる．第2圖の A，B，C‥‥は第1圖の 0.5km，0.75km，1km‥‥に相當する點に對應して居る．第1圖，第2圖によつて明らかな樣に，A，B，C 曲線は，フカバ部落附近の狀態を表はして居り，時と共に增加して居る．これに反し，フカバ部落より南の地點は D，E，F 曲線で見られる樣に，時と共に減少して居る．これはフカバ部落附近の隆起と他の地點の隆起とは，同一の原因によるものでないといふことを示して居り，D，E，F 曲線で表はされる地點ではエネルギー蓄積が噴火に至らず減少を始めたものと考へられ，一方フカバ部落附近では，この間にエネルギーの蓄積が增して行つたと考へられる．即ち，エネルギーの蓄積地點が3月頃から，次第に北方に移動したことを表

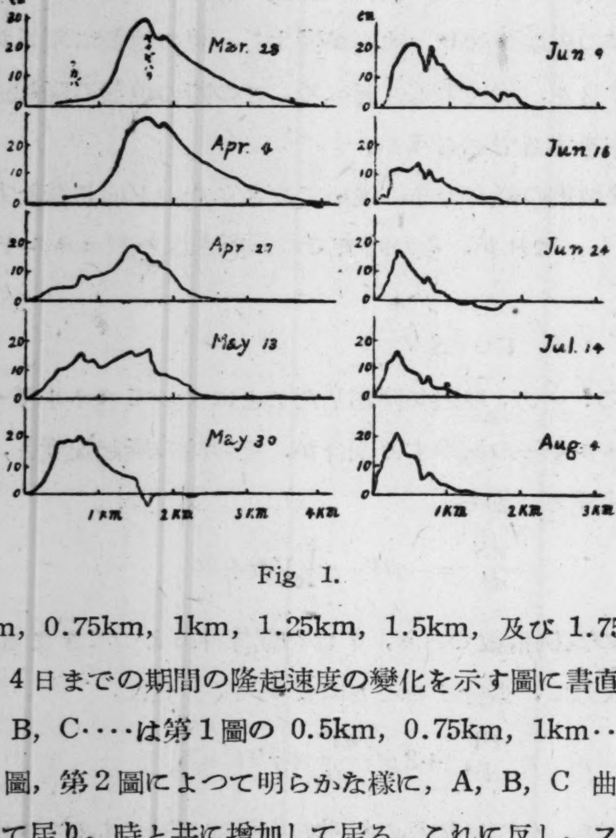


Fig 1.

2) 水上武　地震研究所速報　3 (1944) 1～22.

はして居る．

一方，地震の發生に關しては，3月，4月頃は，柳原附近，即ち，第2圖のD，E，F 曲線に相當する地點に於て，局部的に多數の地震が發生して居り，この時期に於て最高隆起速度を示して居たのは，この地點であり，6月に入つてからは，フカバ部落に於てのみ有感の地震が多數發生し，この時の最高隆起速度を示した地點は，やはりこの部落附近で，最高隆起速度を示す地點の移動に伴つて，地震の發生地點も平行的に移動し

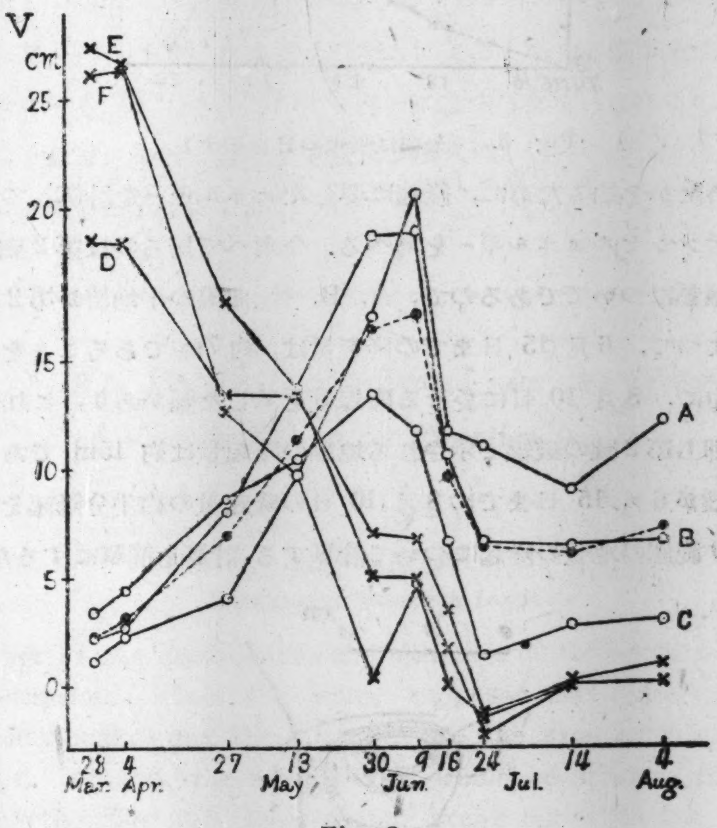


Fig 2.

て居る．水上博士は，6月 28 日より 8月 10 日迄の間，加速度地震計，微動地震計をフカバ部落西方 600m にある九萬坪の新しい噴火口を取巻いて5ヶ所に設け，地震を觀測され，この間に發生した地震の震源が，フカバ部落及びその西方の九萬坪の地表下 500m 内外にあつたと報告されて居る．これは噴火後の地震についてであるが，噴火前にフカバ部落で感ぜられた多數の地震も，噴火後の震源と同じ地點と考へてよい．以上のことは，地殼の隆起と，地震の發生は，前に假定した地殼內部に蓄積されたエネルギーによつて起るといふこと，即ち，同一の原因によるといふことを意味して居ると思はれる．そして又，最初の6月 23 日の噴火が九萬坪に起つて居るのである．

次に，6月 23 日の噴火前後にフカバ部落に於て感じた地震回數を第3圖に示す．こ

の圖では6月 18 日よりのものしか知り得ないが，この圖によつて 16 日頃より起り始めたと推測される．先に隆起が或程度進行した時に，地震が發生し始めると考へたのであるので，この九萬坪を中心とした地殼が，どの程度のエネルギーの蓄積に耐え，そし

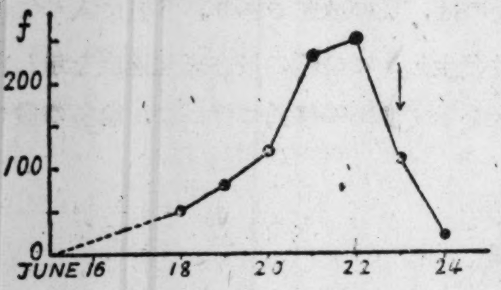


Fig 3. （矢印は噴火の日を示す）

て地震が起り始めたかを知るために，隆起に要したエネルギーを計算して見る．即ち隆起した地殼のポテンシヤルエネルギーを考へる．今考へて居るのは第2圖の A，B，C 曲線に相當する地點についてであるので，A，B，C 曲線の平均値が第2圖の破線である．この曲線によつて，6月 15 日までの隆起量は，約 7m であることを知り得る．又水上博士の報告中に，8月 10 日に於ける隆起量を示した圖があり，これによると，フカバ部落附近，即ち第2圖の破線で示される地點の隆起量は約 15m であるで，九萬坪を中心とした地殼が6月 15 日までに8月 10 日の隆起量の約半分隆起をしたものとして，第4圖に示す範圍の地殼の隆起について計算する．計算を簡單にするために，40m,

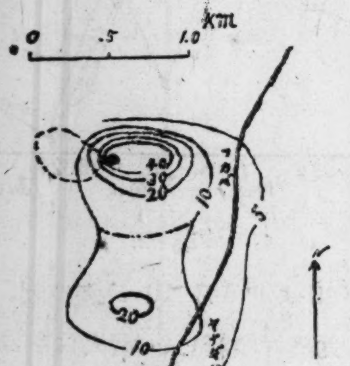


Fig 4.

30m 及 20m 線は楕圓とし，10m 及 5m 線は圓とした．ポテンシヤル，エネルギー E_p は，次式によつて表はされる．

$$E_p=\rho vgh \qquad \cdots\cdots\cdots(6)$$

こゝに，ρ は地殼の密度，v は體積，h は高さ，g は重力の加速度である．この式によ

つて，等高線を通る楕圓形，圓形の板の各について，ポテンシヤル・エネルギーを計算し，加へ合はせると，5×10^{19} エルグとなる．こゝに，$\rho=2$, $g=980\mathrm{cm/sec^2}$ を用ひた．一方，地殼中に含み得るエラステイツク・エネルギー E_e は次式で與へられる．

$$E_e=\frac{1}{2}YX^2v$$

こゝに Y はヤング率であり，X は地殼が破壞するときの歪，v は體積である．Y は $10^{12}\mathrm{dyne/cm^2}$，$X$ は 10^{-4} のオーダーであり，この値を用ひて九萬坪を中心とした半徑 1500m，地表下 500m の地殼中に含み得るエラステイツク・エネルギーは 10^{19} エルグのオーダーになり，又一方，水上博士の報告によると噴火の際の噴出物の概略量より得られたエネルギーも 10^{19} エルグのオーダーになつて居る．即ちこの3種のエネルギーのオーダーの一致は，地殼の隆起，地震及び噴火が，同一の原因より起るものであることを證據立てゝ居ると思はれる．

---

21. On the Land-upheaval near the Crater of Volcano Usu at its Eruption in 1944.

By
Hideo MASUDA,
Earthquake Research Institute.

A number of the earthquakes and upheaval of the earth's crust accompany with the eruption. Then the writer supposed that upheaval of the earth's crust, the earthquakes and the eruption are due to a certain activity in the earth's crust. At first, the earth's crust would be strained or upheaved; and then the earthquake and the eruption break out when the earth's crust can not bear the stress which cause the upheaval.

On the occasion of the eruption of Volcano Usu, Hokkaidō in June 23 rd, 1944, the place of the greatest upheaval was on the epicenter of earthequrkes at the time, and the potential energy of the upheaval and the elastic energy contained in the crust calculated by the writer and the energy of the eruption estimated by Dr. MINAKAMI from the quantity of the ejecta are equal in the order of 10^{19} erg. The results may ascertain the above assumption.

[illegible]

21. On the Land-upheaval near the Crater [illegible]

By [illegible]

[illegible]

A number of the [illegible] phenomena [illegible] with the eruption. Then the writer supposed that [illegible] the earthquakes and the eruption [illegible] earth's crust. At that, the earth's crust would be strained [illegible] Then the earthquake and the eruption [illegible] not bear the stress which [illegible].

On the occasion of the eruption of Volcano [illegible] 1944, the place of the greatest upheaval [illegible] of the time, and the potential energy of the upheaval and the [illegible] contained [illegible] calculated [illegible] estimated [illegible] order of [illegible] erg. [illegible]

―所　報―

○談話會記事

第219回談話會（昭和21年1月15日）

1. 富士山劍丸尾及び青木が原熔岩の自然殘留磁氣　永田武・畠山勉
2. 重りの落下による地面の震動　淺田敏（永田囑託紹介）
3. 「テチス」海の出現を前提として北日本の南方移動を確め「タスカローラ」深溝の起因を論ず　長岡半太郎

第220回談話會（昭和21年2月19日）

1. 地震動の尾部の週期分析　表俊一郎
2. 土の變形と電氣抵抗序報　平尾邦雄（永田囑託紹介）
3. 地磁氣及び地電流の同時觀測資料に依る土地の電氣傳導度の決定　力武常次
4. 地磁氣擾亂日日變化及地磁氣灣形變化の發生機構　力武常次
5. 富士山の磁氣測量（第二報）　水上武・岩間和夫
6. 伊豆大室山近傍の地球磁場異常　永田武・平尾邦雄
7. 火山近傍の地球磁氣伏角の分布に關する水上氏の實驗式に就いて　永田武
8. 地球磁場の傾度を測定する試み　永田武・西田春海
9. 任意の函數を Zonal Harmonics に展開する手續きに就いて　坪井忠二・杉浦正久
10. 濾波器としての振子　坪井忠二
11. 鉛直線偏倚より見たる日本の地殼均衡　坪井忠二
12. 「タスカローラ」海溝の起因　長岡半太郎

第221回談話會（昭和21年3月19日）

1. 土地の電氣的異方性（第二報）　平尾邦雄・永田武
2. 電波の偏波狀態と土地の電氣的性質（序報）　力武常次
3. 長波による電磁波地下探査法（序報）　永田武・佐久間修三
4. 堆積層の自然殘留磁氣（其の六）新測定裝置及關東ローム層の殘留磁氣　永田武・原田美道
5. 東アジア磁氣偏角圖　永田武
6. 分散性表面波の群速度（第二報）（表面層が一つある場合の M_2 波の問題）　金井清
7. 水平動振動臺の改造　附話　合せ板の振動實驗結果　金井清・金子重彥

8. 原子爆彈災害調査續報（爆風の時間的變化に就て）　金井清・鈴木富三郎

9. 可塑性を基礎としたる「タスカローラ」海溝の起因　長岡半太郎

10. 大西洋底の隆起（Atlanti Ridge）と「タスカローラ」海溝との關係　長岡半太郎

第222回談話會（昭和21年4月16日）

1. 地震記象分析に便利な寫眞引伸裝置　宮村攝三

2. 櫻島噴火調査速報　萩原尊禮・村内必典・明石和彦・山田重平

3. 島根縣濱田の霞石玄武岩に見らる二、三の事項（岩漿水の存在其の他）　坪井誠太郎

第223回談話會（昭和21年5月21日）

1. 櫻島の噴煙雲による尖端放電電流　平尾邦雄・福島圓・高橋忠・永田武

2. 櫻島に於ける地電流の觀測　力武常次・村岡一男（永田囑託紹介）

3. 櫻島に於ける地球磁氣觀測結果　原田美道・西田春海・畠山勉・大林辰藏・永田武

4. 櫻島新噴火口に於ける諸現象　川野實・永田武

5. 櫻島新噴出熔岩流に就て　永田武・佐久間修三・福島直（他永田研究室全員）

6. 櫻島噴火觀測報告　萩原尊禮・表俊一郎・村内必典・明石和彦・山田重平
　1. 熔岩流の動きに就いて
　2. 傾斜觀測に就いて

7. 櫻島噴火に伴ふ短周期微動及び鳴動　淺田敏・鈴木次郎・永田武

8. 櫻島噴火調査報告　岩間和夫・水上武

9. 櫻島火山活動に伴ふ音響微動の觀測結果（第一報）　金井清・田中貞二

10. 鹿兒島縣肝屬郡垂水町早崎咲花平産董青岩及び鐵橄欖石　森本良平

11. 分散性表面波の群速度（第三報）　金井清・清水節
　1. 表面層が一つある場合のレーレー波の問題
　2. レーレー波 M_2 波及びラブ波の比較

12. 近地地震に於ける表面波位相に就いて　金井清

13. 地質時代水陸配布を論ず　長岡半太郎

第224回談話會（昭和21年6月18日）

1. 振り振子に依る低域濾波器の製作及び其れによる實驗　秋間哲夫

2. 直方體の顛倒に關する一考察　池上良平・岸上冬彦

3. 東京に於ける有感地震の統計　　岸上多彦

4. 積分方程式 $A(x)=\int_{-\infty}^{\infty} w(a)\varphi(x+a)da$ より $w^{\cdot}$を求める事　　本間正作

5. 有層彈性體に於ける三次のレーレー波について　　本間正作（表所員紹介）

6. 地震波速度の時間的變化より得られた地下歪力分布の時間的變化について(序報)　　早川正已（萩原所員紹介）

7. 地震前兆現象について　　高木聖（萩原所員紹介）

8. 昭和十九年有珠山噴火の地形變動について　　増田秀夫

9. 火山灰の帶電　　永田武・高橋忠

10. 實測値の平均値に對する誤差の評價　　永田武・福島直

11. 地磁氣灣型變化並に擾亂日日變化の發生機構(其ノ二)　　力武常次

12. 異方性大地中の電磁感應　　力武常次

13. アメリカ合衆國の重力異常について　　坪井忠二

14. 日本アルプスの山川形成機構　　長岡半太郎

第225回談話會 (昭和 21 年 7 月 16 日)

1. 櫻島熔岩の溫度測定及び二次流出現象の觀察　　都城秋穗・石岡孝吉（坪井誠太郎所員紹介）

2. 櫻島火山活動に伴ふ音響微動の觀測結果　先回報告の補遺
   附話　彈性棒の撓み振動の一問題　　金井清・田中貞二

3. 湖水面を利用した富士五湖々畔の水準測量(續報)
   最近行つた再測の結果　　萩原尊禮・表俊一郎

4. 秋田縣北部に於ける褶曲構造に關する一考察　　大塚彌之助

5. 日本島の形成機構　　長岡半太郎

6. 廻轉對稱の運動體系の應力函數と倍調和型の波の存在に就て　　谷本勉之助（西村所員紹介）

7. 坐標變換にともなふ波動方程式の解の變換　　佐藤泰夫

8. 地下に震源のある場合の走時曲線解析法　　鈴木次郎（永田囑託紹介）

9. 濾波器としての振り振子(第三報)　　坪井忠二・宮村攝三・秋間哲夫

10. 高周波に依る土の電氣的性質の測定(第一報)　　力武常次・岸上冬彦

11. 日立鑛山における電氣探鑛(第一報)　　岸上冬彦・増田秀夫

第226回談話會 (昭和 21 年 9 月 17 日)

1. 地震波速度の時間的變化(續報)　　早川正已（萩原所員紹介）

2. 地下に震源のある場合の走時曲線の一解析法　　鈴木次郎（永田囑託紹介）

3. 偶然數列に現はれる疑似週期に就て　　河角廣・佐藤泰夫・川部市藏・關根曉・名取三郎

4. 大地電氣傳導度變化の記錄裝置 — 平尾邦雄（永田囑託紹介）

5. 長波による電磁波地下探査法（第二報） — 佐久間修三、永田武

6. ヒマラヤ山脈の構成機構 — 長岡半太郎

第227回談話會（昭和 21 年 10 月 13 日）

1. 濾波囘路を含む測定系による振動計測（其の一）濾波囘路 — 浅田一敏（永田囑託紹介）

2. ねぢり振子フィルターの地震動地震波研究への應用（序報） — 宮村攝三、秋間哲夫

3. 地震記象の形について — 坪井忠二、石田田人、杉浦正久

4. 演算子法によりて解いた構造物の振動問題 — 金井清、清水節

5. 地動が急激に起きたときの構造物の振動實驗 — 金井清、金子重彦

6. 地震による建物の損傷に關する一考察 — 金井清、田中貞二

7. サン、ブナンの歪の恒等式は彈性の基本式でないこと — 谷本勉之助（西村所員紹介）

8. 彈性の三次元運動と四階波に就て — 上同

9. 海洋の地磁氣日變化に及す影響 — 力武常次

10. 地球内部の電氣的性質 — 力武常次

11. 堆積層の自然殘留磁氣（其の七） — 永田武、岡田惇

12. 岩石中に於ける斜長石の成分及び方向配列を決定する方法 — 坪井誠太郎

13. 日本島の大地震線 — 長岡半太郎

第228回談話會（昭和 21 年 11 月 19 日）

1. 線型振動系についてのひとつの注意 — 宮村攝三

2. 油壺及細島に於ける海水面變化に就いて — 山口生知

3. 昭和十九年東南海地震の計測學的研究 — 越川善明

4. 地球内部の電氣的性質（補遺） — 力武常次

5. 櫻島新熔岩流の帶磁に就て — 水上武、佐久間修三

6. 日本島裂罅と火山配布 — 長岡半太郎

7. 死火山の利用 — 長岡半太郎

追加 地震波速度の時間的變化（第三報） — 早川正巳

第229回談話會（昭和 21 年 12 月 17 日）

1. 土の變形と電氣抵抗の變化（第二報） — 平尾邦雄

2. 日立鑛山における電氣探鑛（第二報） — 岸上冬彦、増田秀夫

3. 蓼科火山附近に於ける温度及び河水の化學的成分に就て — 野口喜三郎

4. 地震による家屋倒壞と地盤との關係 — 中野尊正（永田囑託紹介）

5. 櫻島火山活動に伴ふ音響觀測報告（第三報） — 金井清、田中貞二

6. 地震による建物の損傷について — 金井清

7. セザハ波（M_2 波）について — 金井清

8. 彈性波發生の問題における境界條件 — 佐藤泰夫

9. 津浪による灣内の水の振動について — 高橋龍太郎

追加 油壺に於ける海水面變化に就て（補遺） — 山口生知

東京大學

地震研究所彙報

第24號

昭和21年

BULLETIN

OF THE

EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE

UNIVERSITY OF TOKYO

Vol. XXIV

1946

目　次

第 24 號

第 1~4 冊（昭和 21 年 1~12 月）

		頁
1. 地磁氣變化に伴う大地中の電磁感應(英文)	力武常次	1
2. 直方體の顚倒に關する一考察(邦文)	池上良平 岸上多彦	11
3. 東南海地震に就いて特に震害と餘震の分布(邦文)	水上武 內堀貞雄	19
4. 昭和 19 年 12 月 7 日東南海大地震に伴つた津浪(邦文)	表俊一郎	31
5. 深溝斷層(昭和 20 年 1 月 13 日三河地震の際現れた一地震斷層)(邦文)	津屋弘逵	59
6. 昭和 20 年 1 月 13 日三河地震餘震觀測(序報)(邦文)	表俊一郎	77
7. 東南海地震及び三河地震による地盤危險率の比較(邦文)	表俊一郎	87
8. 東海道地震の震害分布(その一)(邦文)	宮村攝三	99
9. 地震による木造家屋の被害度(邦文)	宮部直巳	135
10. 昭和 21 年 3 月の櫻島噴火(邦文)	萩原尊禮 表俊一郎 村內必典 明石和彦 山田重平	143
11. 櫻島新噴出熔岩流について(邦文)	永田武 佐久間修三 福島直	161
12. 最近の櫻島火山の活動に就いて(I)地震脈動と傾斜變北(邦文)	水上武 岩間和夫、	171
13. 最近の櫻島火山の活動に就て(II)新熔岩流の帶磁と傾斜變化(邦文)	水上武 佐久間修三	179
14. 櫻島噴火に伴ふ短週期火山微動(邦文)	永田武 淺田敏 鈴木次郎	185
15. 櫻島噴火に伴う音響微動觀測結果(邦文)	金井清 田中貞二	193
16. 櫻島噴火に伴ふ鳴動及び噴煙(邦文)	永田武 川野實 大林辰藏	201
17. 櫻島に於ける地球磁氣觀測結果及び新熔岩の磁氣的性質(邦文)	原田美道 畠山勉 大林辰藏	207
18. 櫻島に於ける地電流の觀測(邦文)	力武常次 村岡一男	217
19. 櫻島火山の噴煙雲による尖端放電電流(邦文)	永田武 平尾邦雄 福島圓 高橋忠	221
20. 地質學的岩石學的に見た昭和 21 年の櫻島の活動その一地質學的觀察(邦文)	森本良平	229
21. 有珠火山の地殼變動に就て(邦文)	增田秀夫	239

Contents.

Vol. XXIV.

Parts 1-4.—Januay-December, 1946.

Page

1. T. RIKITAKE, Notes on the Electromagnetic Induction within the Earth. (in English) 1
2. R. IKEGAMI and F. KISHINOUYE, A Study on the Overturning of a Rectangular Column. (in Japanese) 11
3. T. MINAKAMI and S. UTIBORI, The To-Nan-Kai Earthquake Damage and After-shocks. (in Japanese) 19
4. S. OMOTE, The Tunami, the Earthquake Sea Waves, that Accompanied the Great Earthquake of Dec. 7, 1944. (in Japanese) 31
5. H. TSUYA, The Fukozu Fault. A Remarkable Earthquake Fault formed during the Mikawa Earthquake of January 13, 1945. (in Japanese) 59
6. S. OMOTE, A Preliminary Report on the Aftershocks of the Mikawa Earthquake. (in Japanese) 77
7. S. OMOTE, Comparison of the Vulnerability Rates of the Ground revealed in Tonankai and Mikawa Earthquakes. (in Japanese) 87
8. S. MIYAMURA, Geographische Verteilung der Gebäudeschäden des Tokaidobebens vom 7. dez. 1944. (Erste Mitteilung) (im Japanischen) 99
9. N. MIYABE, The Degree of Destruction of Wooden Houses by Earthquakes. (in Japanese) 135
10. T. HAGIWARA, S. OMOTE, S. MURAUCHI, K. AKASHI and Z. YAMADA, The Eruption of Mt. Sakura-Zima in 1946. (in Japanese) 143
11. T. NAGATA, S. SAKUMA and N. FUKUSHIMA, On the Lava Flow newly ejected from Sakura-jima Volcano. (in Japanese) 161
12. T. MINAKAMI and K. IWAMA, Recent Activity of Sakura-zima. (I) (in Japanese) 171
13. T. MINAKAMI and S. SAKUMA, Recent Activity of Volcano Sakura-zima, (II). (in Japanese) 179
14. T. NAGATA, T. ASADA and Z. SUZUKI, Volcanic Tremors of Short Periods at the Fruption of Sakura-jima. (in Japanese) 185
15. K. KANAI and T. TANAKA, Detonations and Short Period Tremors Accompanying Volcanic Activity. (in Japanese) 193
16. T. NAGATA, M. KAWANO and T. OBAYASHI, Detonation and Smoke that Accompanied the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 201
17. Y. HARADA, T. HATAKEYAMA and T. OBAYASHI, The Result of Geomagnetic Study on the Latest Eruption of Sakurazima and Magnetic Properties of the New Ejecta. (in Japanese) 207
18. T. RIKITAKE and K. MURAOKA, Measurement of Earth Current in Sakurajima after the Eruption. (in Japanese) 217
19. T. NAGATA, K. HIRAO, M. FUKUSHIMA and T. TAKAHASI, The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima. (in Japanese) 221
20. R. MORIMOTO, Geological and Petrological Notes on the Eruption of Sakurajima in 1946. Part I. Geological observation. (in Japanese) 229
21. H. MASUDA, On the Land-upheaval near the Crater of Volcano Usu at its Eruption in 1944. (in Japanese) 239

第24號索引

頁
明石和彥・他　(10)昭和 21 年 3 月の櫻島噴火(邦文)……………………… 143
淺田敏・他　(14)櫻島噴火に伴ふ短週期火山微動(邦文)………………… 185
福島直・他　(11)櫻島新噴出熔岩流について(邦文)………………………… 161
福島圓・他　(19)櫻島火山の噴煙雲による尖端放電電流(邦文)………… 221
萩原尊禮・表俊一郎・村內必典・明石和彥・山田重平　(10)昭和 21 年 3 月の
櫻島噴火(邦文)…………………………………………………………………… 143
原田美道・畠山勉・大林辰藏　(17)櫻島に於ける地球磁氣觀測結果及び新熔岩の
磁氣的性質(邦文)………………………………………………………………… 207
畠山勉・他　(17)(上に同じ)
平尾邦雄・他　(19)櫻島火山の噴煙雲による尖端放電々流(邦文)………… 221
池上良平・岸上冬彥　(2)直方體の顚倒に關する一考察(邦文)……………… 11
岩間和夫・他　(12)最近の櫻島火山の活動に就いて(Ｉ)地震脈動と傾斜變化(邦文)
…………………………………………………………………………………… 171
金井清・田中貞二　(15)櫻島噴火に伴う音響微動觀測結果(邦文)………… 193
川野實・他　(16)櫻島噴火に伴ふ鳴動及び噴煙(邦文)……………………… 201
岸上冬彥・他　(2)直方體の顚倒に關する考察(邦文)………………………… 11
增田秀夫　(21)有珠火山の地殼變動に就て(邦文)…………………………… 239
水上武・內堀貞雄　(3)東南海地震に就いて特に震害と餘震の分布(邦文)……… 19
水上武・岩間和夫　(12)最近の櫻島火山の活動に就いて(Ｉ)地震，脈動と傾斜變
化(邦文)…………………………………………………………………………… 171
水上武・佐久間修三　(13)最近の櫻島火山の活動に就て(Ⅱ)新熔岩流の帶磁と傾
斜變化(邦文)……………………………………………………………………… 179
宮部直巳　(9)地震による木造家屋の被害度(邦文)…………………………… 135
宮村攝三　(8)東海道地震の震害分布(その一)(邦文)…………………………… 99
森本良平　(20)地質學的岩石學的に見た昭和 21 年の櫻島の活動　その一　地
質學的觀察(邦文)………………………………………………………………… 229
村岡一男・他　(18)櫻島に於ける地電流の觀測(邦文)……………………… 217
村內必典・他　(10)昭和 21 年 3 月の櫻島噴火(邦文)……………………… 143
永田武・佐久間修三・福島直　(11)櫻島新噴出熔岩流について(邦文)……… 161
永田武・淺田敏・鈴木次郎　(14 櫻島噴火に伴ふ短週期火山微動(邦文)……… 185
永田武・川野實・大林辰藏　(16)櫻島噴火に伴ふ鳴動及び噴煙(邦文)……… 201
永田武・平尾邦雄・福島圓・髙橋忠　(19)櫻島火山の噴煙雲による尖端放電々
流(邦文)…………………………………………………………………………… 221
大林辰藏・他　(16)櫻島噴火に伴ふ鳴動及び噴煙(邦文)…………………… 201

大林辰藏・他 (17)櫻島に於ける地球磁氣觀測結果及び新熔岩の磁氣的性質(邦文) …… 207
表俊一郎 (4)昭和 19 年 12 月 7 日東南海大地震に伴つた津波(邦文) …… 31
表俊一郎 (6 昭和 20 年 1 月 13 日三河地震餘震觀測(序報)(邦文) …… 77
表俊一郎 (7)東南海地震及び三河地震による地盤危險率の比較(邦文) …… 87
表俊一郎・他 (10)昭和 21 年 3 月の櫻島噴火(邦文) …… 143
力武常次 (1 地磁氣變化に伴う大地中の電磁感應(邦文) …… 1
力武常次・村岡一男 (18)櫻島に於ける地電流の觀測(邦文) …… 217
佐久間修三・他 (11)櫻島新噴出熔岩流について(邦文) …… 161
佐久間修三・他 (13)最近の櫻島火山の活動に就て(Ⅱ)新熔岩流の帶磁と傾斜變化(邦文) …… 179
鈴木次郎・他 (14)櫻島噴火に伴ふ短週期火山微動(邦文) …… 185
高橋忠・他 (19)櫻島火山の噴煙雲による尖端放電々流(邦文) …… 221
田中貞二・他 (15)櫻島噴火に伴う音響微動觀測結果(邦文) …… 193
津屋弘達 (5)深溝斷層(昭和 20 年 1 月 13 日三河地震の際現れた一地震斷層)(邦文) …… 59
内堀貞雄・他 東南海地震に就いて，特に震害と餘震の分布(邦文) …… 19
山田重平・他 (10)昭和 21 年 3 月の櫻島噴火(邦文) …… 143

AKASHI, K. and others, (10) The Eruption of Mt. Sakura-Zima in 1946. (in Japanese) .... Page 143

ASADA, T. and others, (14) Volcanic Tremors of Short Periods at the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 185

FUKUSHIMA, N. and others, (11) On the Lava Flow newly ejected from Sakura-jima Volcano. (in Japanese) 161

FUKUSHIMA, M. and others, (19) The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima. (in Japanese) 221

HAGIWARA, T., OMOTE, S., MURAUCHI, S., AKASHI, K. and YAMADA, Z., (10) The Eruption of Mt. Sakaura-zima in 1946. (in Japanese) 143

HARADA, Y., HATAKEYAMA, T. and OBAYASHI, T., (17) The Result of Geomagnetic Study on the Latest Eruption Sakurazima and Magnetic Properties of the New Ejecta. (in Japanese) 207

HATAKEYAMA, T. and others, (17) *thesame as the above.*

HIRAO, K. and others, (19) The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima. (in Japanese) 221

IKEGAMI, R. and KISHINOUYE, F., (2) A Study on the Overturning of a Rectangular Column. (in Japanese) 11

IWAMA, K. and MINAKAMI, T., (12) Recent Activity of Sakura-zima. (1) (in Japanese) 171

KANAI, K. and TANAKA, S., (15) Detonations and Short Period Tremors Accompanying Volcanic Activity. (in Japanese) 193

KAWANO, M. and others, (16) Detonation and Smoke that Accompanied the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 201

KISHINOUYE, F. and IKEGAMI, R., (2) A Study on the Overturning of a Rectangular Column. (in Japanese) 11

MASUDA, H., (21) On the Land-upheaval near the Crater of Volcano Usu at its Eruption in 1944. (in Japanese) 239

MINAKAMI, T. and IWAMA, K., (12) Recent Activity of Sakura-zima. (1) (in Japanese) 171

MINAKAMI, T. and SAKUMA, S., (13) Recent Activity of Volcano Sakura-zima. (in Japanese) 179

MINAKAMI, T. and UTIBORI, S., (3) The To-Nan-Kai Earthquake Damage and After-shocks. (in Japanese) 19

MIYABE, N., (10) Degree of Destruction of Wooden Houses by Earthquakes.

(in Japanese) 135

MIYAMURA, S., (8) Geographishe Verteilung der Gebäudeschäden des Tokaido-bebens vom 7. Dez. 1944. (Erste Mitteilung) (im Japanischen) 99

MORIMOTO, R., (20) Geological aud Petrological Notes on the Eruption of Sakura-jima in 1946. Part I Geological observation (in Japanese) 229

MURAOKA, K. and RIKITAKE, T., Measurement of Earth Current in Sakura-jima after the Eruption. (in Japanese) 217

MURAUCHI, S. and others, (10) The Eruption of Mt. Sakura-Zima in 1946. (in Japanese) 143

NAGATA, T., SAKUMA, S. and FUKUSHIMA, N., (11) On the Lava Flow newly ejected from Sakura-jima Volcano. (in Japanese) 161

NAGATA, T., ASADA, T. and SUZUKI, Z., (14) Volcanic Tremors of Short Periods at the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 185

NAGATA, T., KAWANO, M. and OBAYASHI, T., (16) Detonation and Smoke that Accompanied the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 201

NAGATA, T., HIRAO, K., FUKUSHIMA, M. and TAKAHASHI, T., (19) The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima. (in Japanese) 221

OBAYASHI, T. and others, (16) Detonation and Smoke that Accompanied the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 201

OBAYASHI, T. and others, (17) The Result of Geomagnetic Properties of the New Ejecta. (in Japanese) 207

OMOTE, S., (4) The Tunami, the Earthquake Sea Waves, that Accompanied the Great Earthquake of Dec. 7, 1944. (in Japanese) 31

OMOTE, S., (6) A Preliminary Report on the Aftershocks of the Mikawa Earthquake. (in Japanese) 77

OMOTE, S., (7) Comparison of the Vulnerability Rates of the Ground revealed in Tonankai and Mikawa Earthquakes. (in Japanese) 87

OMOTE, S. and others, (10) The Eruption of Mt. Sakura-Zima in 1946. (in Japanese) 143

RIKITAKE, T., (1) Notes on the Electromagnetic Induction within the Earth. (in English) 1

RIKITAKE, and MURAOKA, K., (18) Measurement of Earth Current in Sakura-jima after the the Eruption. (in Japanese) 217

SAKUMA, S. and others, (11) On the Lava Flow newly ejected from Sakura-

jima Volcano. (in Japanese) 161
SAKUMA, S. and others, (13) Recent Activity of Volcano Sakura-zima. (II). (in Japanese) 179
SUZUKI, Z. and others, (14) Volcanic Tremors of Short Periods at the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 185
TAKAHASI, T. and others, (19) The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima. (in Japanese) 221
TANAKA, T. and others, (15) Detonations and Short Period Tremors Accompanying Volcaniic Activity. (in Japanese) 193
TSUYA, H., (5) The Fukozu Fault. A Remarkable Earthquake Fault formed during the Mikawa Earthquake of January 13, 1945. (in Japanese) 59
UTIBORI, S. and others, (8) The To-Nan-Kai Earthquake Damage and Aftershocks. (in Japanese) 19
YAMADA, Z. and Others, (10) The Eruption of Mt. Sakura-jima in 1946. (in Japanese) 143

昭和23年6月25日印刷
昭和23年6月30日發行

¥ 457.

編輯兼發行者　東京大學地震研究所

印刷所　日本產業協會印刷部
東京都練馬區練馬南町2丁目3633番地

賣捌所　岩波書店
東京都千代田區神田一ツ橋

丸善株式會社
東京都中央區日本橋通二丁目

Sold by

MAKUZEN Co. Ltd.,

Nihonbasi, Tôkyô.

Price of this copy: 457 Yen. (Postage exclusive.)

BULLETIN OF
THE EARTHQUAKE RESEARCH INSTITUTE
TOKYO UNIVERSITY
Vol. XXIV, Parts 1~4. January~December, 1946.

Contents

Papers and Reports. **Page**

1. T. RIKITAKE, Notes on the Electromagnetic Induction within the Earth. (in English) 1
2. R. IKEGAMI and F. KISHINOUYE, A Study on the Overturning of a Rectangular Column. (in Japanese) 11
3. T. MINAKAMI and S. UTIBORI, The To-Nan-Kai Earthquake Damage and After-shocks. (in Japanese) 19
4. S. OMOTE, The Tunami, the Earthquake Sea Waves, that Accompanied the Great Earthquake of Dec. 7, 1944. (in Japanese) 31
5. H. TSUYA, The Fukozu Fault. A Remarkable Earthquke Fault formed during the Mikawa Earthquake of January 13, 1945. (in Japanese) 59
6. S. OMOTE, A Preliminary Report on the Aftershocks of the Mikawa Earthquake. (in Japanese) 77
7. S. OMOTE, Comparison of the Vulnerability Rates of the Ground revealed in Tonankai and Mikawa Earthquakes. (in Japanese) 87
8. S. MIYAMURA, Geographische Verteilung der Gebäudeschäden des Tokaido-bebens vom 7. Dez. 1944. (Erste Mitteilung) (im Japanischen) 99
9. N. MIYABE, The Degree of Destruction of Wooden Houses by Earthquakes. (in Japanese) 135
10. T. HAGIWARA, S. OMOTE, S. MURAUCHI, K. AKASHI and Z. YAMADA, The Eruption of Mt. Sakura-Zima in 1946. (in Japanese) 143
11. T. NAGATA, S. SAKUMA and N. FUKUSHIMA, On the Lava Flow newly ejected from Sakura-jima Volcano. (in Japanese) 161
12. T. MINAKAMI and K. IWAMA, Recent Activity of Sakura-zima. (I) (in Japanese) 171
13. T. MINAKAMI and S. SAKUMA, Recent Activity of Volcano Sakura-zima, (II). (in Japanese) 179
14. T. NAGATA, T. ASADA and J. SUZUKI, Volcanic Tremors of Short Periods at the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 185
15. K. KANAI and T. TANAKA, Detonations and Short Period Tremors Accompanying Volcanic Activity. (in Japanese) 193
16. T. NAGATA, M. KAWANO and T. OBAYASHI, Detonation and Smoke that Accompanied the Eruption of Sakura-jima. (in Japanese) 201
17. Y. HARADA, T. HATAKEYAMA and T. OBAYASHI, The Result of Geomagnetic Study on the Latest Eruption of Sakurazima and Magnetic Properties of the New Ejecta. (in Japanese) 207
18. T. RIKITAKE and K. MURAOKA, Measurement of Earth Current in Sakura-jima after the Eruption. (in Japanese) 217
19. T. NAGATA, K. HIRAO, M. FUKUSHIMA and T. TAKAHASI, The Change in Point-Discharge Current due to the Volcanic Smoke of Sakura-jima. (in Japanese) 221
20. R. MORIMOTO, Geological and Petrological Notes on the Eruption of Sakura-jima in 1946. Part I. Geological observation. (in Japanese) 229
21. H. MASUDA, On the Land-upheaval near the Crater of Volcano Usu at its Eruption in 1944. (in Japanese) 239

Institute Notes.